

EGY ALFÖLDI SZELVÉNY MENTI HŐTRANSPORT FOLYAMATOK VIZSGÁLATA FELSZÍN ALATTI VÍZÁRAMLÁSOK FIGYELEMBEVÉTELÉVEL

TDK DOLGOZAT
GEOFIZIKUS MESTERSZAK, I. ÉVFOLYAM

Készítette: Máthé Boglárka
Témavezető: Lenkey László



Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudomány Intézet
Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Budapest, 2014

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék.....	2
1. Bevezetés	4
1.1. A felszín alatti vízáramlások és hőtranszport folyamatok vizsgálatának jelentősége	4
1.2. A TDK dolgozat céljai	4
2.1. A felszín alatti vízáramlás	6
2.1.2. A vízáramlásra vonatkozó számítások határfeltételei.....	8
2.2. Hőtranszport számítás	8
2.2.2. A hőtranszport számítások határfeltételei.....	9
4. A modellezett térrész általános jellemzői	12
4.1. Az alföldi üledékes rétegek vízvezetőképességei	12
4.2. A hővezetőképességek.....	13
4.3. A különböző rétegek helyzete.....	13
5. A használt illesztési paraméterek	15
5.1. Kutakban mért vízszintek.....	15
5.2. A jellemző hidraulikus gradiensek	16
5.3. A mért hőmérsékletek	16
5.4. Vízkorok.....	17
6. A különböző paraméterek szerepének vizsgálata	21
6.1. Vizsgálat izotróp közegben	21
6.1.1. A vízvezetőképesség változásának hatásai.....	22
6.2. Az anizotrópia megjelenése homogén közegben	25
6.2.1. A hidraulikus gradiensek változása	25
6.2.2. A hidraulikus emelkedési magasságok eloszlása	26
6.2.3. Az anizotrópia hatása az áramvonalak lefutására.....	28
6.2.4. A vízkorok anizotrópia és vízvezetőképesség függése	30
6.2.5. A túlnyomásos zónák hatása.....	32
6.2.6. A viszkozitás és sűrűség hőmérsékletfüggésének vizsgálata	35
6.3. Illesztés inhomogén, anizotróp közegen végzett számításokra	38
6.3.1. Különböző vezetőképességű rétegek	38
6.3.2. Különböző anizotrópiájú rétegek	40
6.3.3. Hőmérséklet-eloszlások inhomogén anizotróp közegben.....	43
6.4. Konklúziók.....	44

7. Összegzés.....	46
7.1. A TDK dolgozat összefoglalása.....	46
7.2. A modell fejlesztésének lehetőségei.....	46
Irodalomjegyzék.....	48
Köszönetnyilvánítás	49
1. Függelék	50

1. Bevezetés

1.1. A felszín alatti vízáramlások és hőtranszport folyamatok vizsgálatának jelentősége

Bolygónk népessége folyamatosan növekszik, emellett technológiai fejlődése is egyre inkább gyorsul. Ilyen körülmények között az életet jelentő vízzel való gazdálkodás és a különböző energiaforrások kiaknázásának lehetősége egyre fontosabb kérdéssé válik.

Az ivóvizeink legnagyobb részét a folyóink, tavaink szennyezettsége miatt már ma is felszín alatti vizek szolgáltatják ez a tendencia pedig várhatóan továbbra is fennmarad, vagyis az ivóvíz ellátás egyre inkább a felszín alatti régiókban megtartott vizekre fog alapulni. Így kulcsfontosságú ezen régiókban lezajló áramlások tanulmányozása, amelyek kapcsán figyelemmel kísérhetjük a kinyerhető ivóvíz elhelyezkedését, az áramlásokkal szállítódó szennyeződések elterjedését, valamint az emberi beavatkozás rendszerre tett hatásait.

A felszín alatti vizek nem csak ivóvíz ellátás szempontjából jelentősek, hanem áramlásukkal befolyásolják a közeg hőmérséklet eloszlását, így a geotermikus energia felhasználásának lehetőségeit is érintik.

Az említettek alapján érdemes olyan modellek létrehozásával foglalkoznunk, amelyek kapcsán a minket érdeklő folyamatokat meghatározó fő paraméterek - a közeg vízvezetőképessége és anizotrópiája - számszerűsíthetővé válnak. Ezek az adatok később a környezetvédelmi és energiagazdálkodási problémák megoldása során felhasználásra kerülhetnek. Gondoljunk arra, hogy az előbb felsorolt ismeretek függvényében hulladéklerakók, termálvizes fürdők vagy geotermikus fűtési rendszerek/erőművek elhelyezése is tervezhető válik.

1.2. A TDK dolgozat céljai

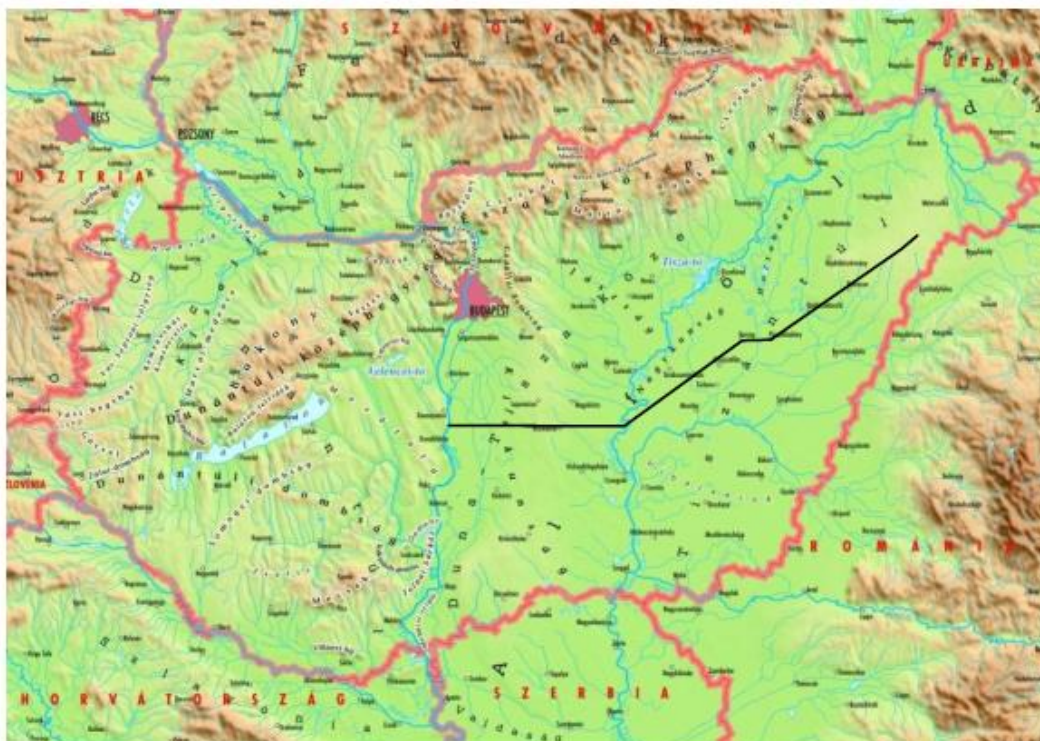
A TDK dolgozatom elsődleges célja az, hogy különböző szempontokat figyelembe véve vizsgáljam az Alföldön keresztül húzódó szelvény mentén zajló vízáramlási és hőtranszport folyamatokat. A vizsgálatok alapján igyekszem következtetéseket levonni azzal kapcsolatban,

hogy előállíthatók-e, és ha igen, milyen paraméter összeállítások mellett kaphatók vissza az erre a területre vonatkozó mért, megfigyelt hidraulikus emelkedési magasság, hidraulikus gradiens, vízkor és hőmérséklet értékek.

Modellezésem előzményeként egy 17 évvel ezelőtt, az ELTE Geofizikai Tanszékén készült diplomamunka szolgál, amely az Alföldet Dunavecse – Kecskemét – Tiszakécske – Kisújszállás – Debrecen – Nyírmihálydi vonalon átszelő szelvény mentén (1. ábra) határozza meg a felszín alatti vízáramlás különböző fizikai paramétereit (Galsa, 1997). Ezen diplomamunka számításait Fortran nyelven írott programmal végezte.

Témavezetőm, Lenkey László javaslatára én egy véges elemes módszert alkalmazó, áramlás modellező szoftverrel, a Feflow-val dolgoztam, amely bonyolult alakzatokra is képes a szükséges számításokat elvégezni.

Tanulmányom újszerűségét a számítástechnika fejlődésével megjelenő újabb módszerek használata valamint az újonnan bevezetett illesztési paraméterek biztosítják. A tényleges feladatom tehát az, hogy legelőször egy megfelelő geometriájú teret hozzak létre. Utána pedig különböző illesztési paramétereket felhasználva közelítsek a mért értékekhez.



1. ábra: A szelvény elhelyezkedése az Alföldön

2. A folyamatokat meghatározó összefüggések matematikai leírása

2.1. A felszín alatti vízáramlás

A felszín alatti vízáramlást leíró alapegyenlet, a Darcy-egyenlet:

$$\mathbf{v}(u, v, w) = -\mathbf{K} \nabla h \quad (1)$$

Az (1) egyenlet az egységnyi idő alatt egységnyi felületen átfolyó víztérfogat mennyiségét, úgynevezett Darcy-fluxusát fejezi ki ($\mathbf{v}$), ahol h a hidraulikus emelkedési magasság [m], $\mathbf{K}$ pedig a hidraulikus vezetőképesség tenzor [m/s].

Az áramlás irányát befolyásolja különböző rétegekre jellemző hidraulikus vezetőképesség. Ez a közeg áteresztőképességétől (permeabilitásától) – k [D], és az átfolyó fluidum sűrűségétől, illetve dinamikai viszkozitásától – μ [kg/ms] függő tényező. Általánosan a következő alakban írható fel¹:

$$\mathbf{K} = \frac{k\rho(T)g}{\mu(T)} \quad (2)$$

Mivel az anyagok különböző irányokban különbözőképp vezetnek, így vezetőképességük tenzorként kezelendő. Az alföldi üledékes rétegek jó közelítéssel egymással párhuzamos, vízszintes rétegzettségűek, így vízvezetőképességük a tenzor főátlójában szereplő három taggal felírható. A modellben a horizontális és vertikális irányú komponense a meghatározó. 2D-s szelvényt vizsgálva, a szelvényre merőleges irányú vízáramlás elhanyagolható.

A modellben használt homogén rétegek valójában tagolhatóak lennének további alrétegekre, amelyek viszont az áramlás méreteihez képest elhanyagolható vastagsággal rendelkeznek. Ezen alrétegek átlagos vízvezetőképessége adja egy-egy homogén réteg vízvezetőképességét a következő módon:

¹ A hidrodinamikai modell felállításánál a sűrűség, valamint viszkozitás hőmérsékletfüggését nem vettem figyelembe.

$$K_{xx}^i = \frac{\sum d_j^i K_j^i}{\sum d_j^i} \quad (3)$$

$$K_{zz}^i = \frac{\sum d_j^i}{\sum \frac{d_j^i}{K_j^i}} \quad (4)$$

Az előbbi az átlagos horizontális, utóbbi az átlagos vertikális vízvezetőképessége az i -edik rétegnek. d_j az adott j -edik alréteg vastagsága.

Szükség van arra, hogy az áramlási tér anizotrópiáját definiáljuk. Ezt a horizontális valamint vertikális vezetőképesség hányadosával szokták megadni. :

$$\varepsilon = \frac{K_{xx}}{K_{zz}} \quad (5)$$

A program bemenő paramétere a horizontális vízvezetőképesség, és az anizotrópia amelyekből a vertikális vízvezetőképességet maga számítja. A későbbiekben ezért a modell paramétereinek tárgyalásakor ezt a K_{xx} értéket fogom röviden vízvezetőképességnek nevezni.

A vízáramlások hidraulikus emelkedési magasságainak számításához szükség van még a kontinuitási egyenlet felírására is:

$$\frac{\partial(n_{eff} \cdot \rho)}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v}) = q \quad (6)$$

Ahol $\mathbf{v}$ a vízáramlás Darcy-sebessége, q pedig a forrásnak vagy nyelőnek megfelelő tag. Mivel stacionárius esetben számolunk és feltételeztük, hogy a sűrűség állandó és a forrástagot elhanyagoljuk, a Darcy-egyenletet behelyettesítve:

$$\text{div}(-\mathbf{K} \text{ grad } h) = 0 \quad (7)$$

Amelyből 2D-s esetben számítható a hidraulikus emelkedési magasság:

$$K_{xx} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_{zz} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (8)$$

2.1.2. A vízáramlásra vonatkozó számítások határfeltételei

Mivel a modellezett terület Ny-i határa úgy lett megválasztva, hogy az megcsapolási zóna közepére és K-i oldalról a nyírségi beszivárgási zóna közepére essen, így azt feltételezzük, hogy a szelvény Ny-i és K-i határain se ki- se beáramlás nem történik.

Ennek következményeképp a Ny-i és K-i peremeken a határfeltételt áramlási fluxusként adjuk meg, amelynek az értéke az oldalakra merőlegesen nulla, azaz horizontális áramlás nem történik. Így az (1) Darcy-egyenletből következően: $u=0$; $\frac{\partial h}{\partial x} = 0$.

Mivel az alsó-pannon réteget egyébként is vízzárónak feltételeztük, így a modell alján az áramlási fluxust az oldalra merőlegesen szintén nullának adjuk meg: $w=0$, melyből következik, hogy $\frac{\partial h}{\partial z} = 0$.

A felső peremen a határfeltételt állandó hidraulikus emelkedési magasság értékekkel, vagyis a talajvízszint tengerszint feletti magasságaival adtam meg. A talajvízszint néhány méter pontossággal követi a tengerszint feletti magasságot. Ennek a szelvény menti meghatározása Galsa Attila ábrái (*Galsa, 1997*) felhasználásával történt. A talajvízszintek tengerszint feletti magasságának megállapítását Galsa 1:25000-es felbontású topográfiai térképek, valamint talajvízmélység-térképek segítségével végezte úgy, hogy a szelvény mentén meghatározta a felszín tengerszint feletti magasságát majd ebből kivonta a szelvény menti talajvízmélységeket.

2.2. Hőtranszport számítás

A hőmérséklet eloszlását a hőtranszport egyenlet megoldásával lehet megadni:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} + c\rho \mathbf{v} \nabla T = \lambda \Delta T + A \quad (9)$$

Ahol c jelenti a fajhőt [J/kg°C], T a hőmérsékletet [°C], $\mathbf{v}$ a Darcy-fluxust [m/s], λ a hővezetési tényezőt [W/m°C], A pedig a térfogati hőtermelést [W/m³].

Az egyenlet azt fejezi ki, hogy egységnyi térfogat hőenergiája mennyit változik egységnyi idő alatt. Ezek alapján az egyenlet első tagjában az időegység alatti hőenergiaváltozás, a másodikban a konvektív hőszállítás jelenik meg, a jobb oldalon pedig a konduktív hőtranszport és a hőtermelés áll.

Az egységnyi felületen egységnyi idő alatt átáramló hőmennyiséget, azaz hőfluxust $[W/m^2]$ Fourier I. törvénye alapján számítjuk:

$$q = -\lambda \nabla T \quad (10)$$

Porózus közeg esetén a hővezetési tényező két részből tevődik össze, mert a benne lévő folyadék és a közetváz hővezetési tulajdonságai különböznek (*Tari és Kun, 2010*):

$$\lambda = (1 - n)\lambda_s + n * \lambda_w \quad (11)$$

ahol λ_s a közetváz λ_w pedig a benne lévő víz hővezetési tényezője.

Mivel a tanulmányomban radioaktív elemek hőtermelő hatásával nem foglalkozom, ezért a hőtermelést képviselő tag a számítások során kiesik. Továbbá a modell csak két dimenzióban és stacionárius esetre kíván megoldást nyújtani, így a hőtranszport egyenlet a következő formában kerül felhasználásra:

$$0 = c\rho \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (12)$$

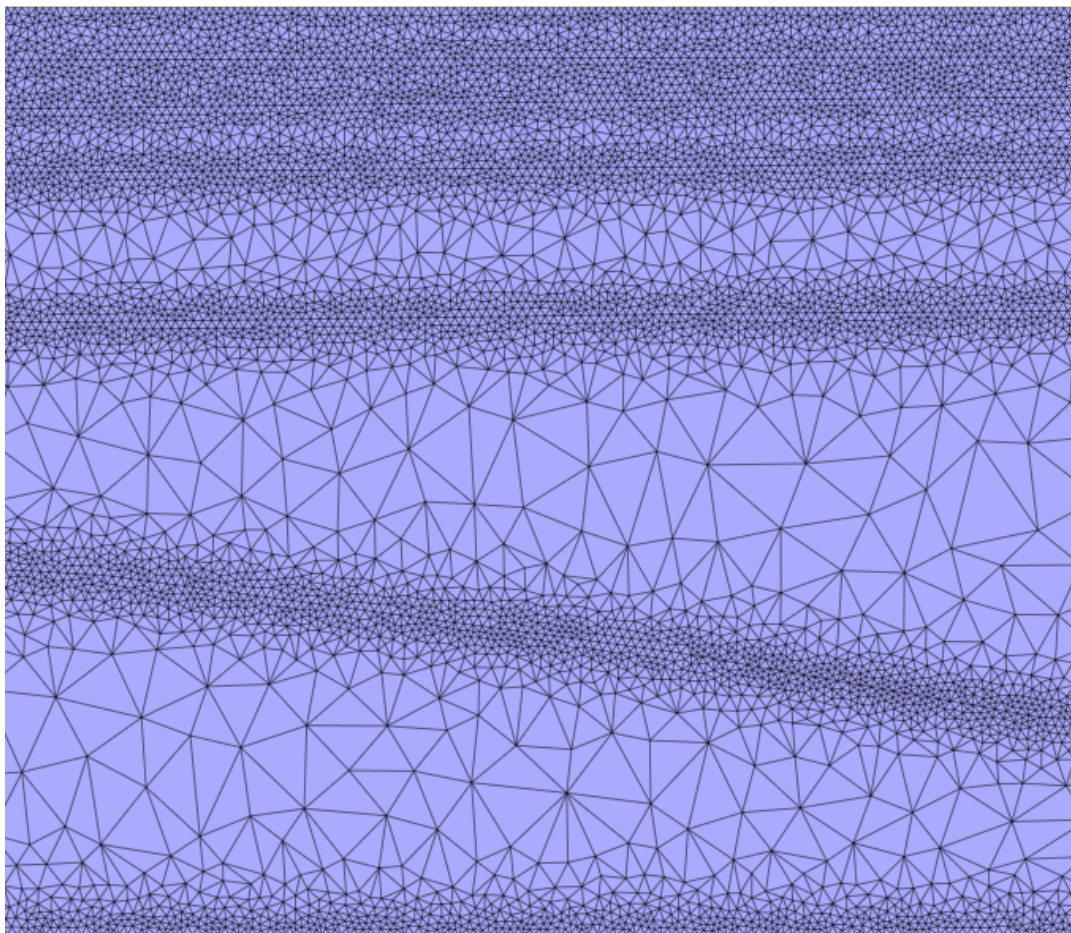
2.2.2. A hőtranszport számítások határfeltételei

A modellt a K-i és Ny-i irányból zárt rendszernek tekintjük, így nyugati és keleti peremén a horizontális hőfluxust a peremeken 0-nak vehetjük.

A felső peremen, azaz a felszínen a felszín átlaghőmérséklete, vagyis 10°C adható meg határfeltételnek. Az alsó határfeltétel kitűzése a szelvény mentén mért, 1500 m-es mélységre jellemző nagyjából 105°C -os hőmérséklet megadásával történt.

3. A program rövid bemutatása

A modellt a FEFLOW program 6.1-es verziójával készíttem, amely ahogy nevében is megjelenik végelelemes-módszert (FEM- Finite Element Method) használ a felszín alatti áramlási rendszerek (FLOW systems) modellezésére.



2. ábra: A hálókiosztás a szelvény egy részletén

Az áramlást leíró egyenletek, a (6) *kontinuitási egyenlet*, az (1) *Darcy-törvény* és a (12) *hőtranszport egyenlet*, végelelemes-módszerekkel történő megoldásához szükséges a teret kisebb elemekre bontani. Ekkor a vizsgálandó térrészt általában háromszög alapú elemekre bontjuk, ezzel rácshálót hozva létre. A rácsháló egy elemének 3 csomópontja van, amelyek mentén érintkezik a mellette levő elemekkel. A megoldás során az érintkezési csomópontokra adjuk meg a számításhoz szükséges bemeneti paramétereket, majd az egyenletrendszer megoldása után ezekre a csomópontokra határozzuk meg a vizsgálni kívánt paramétert. A kezdeti feltételek és a határfeltételek megadása is a csomópontokra történik.

A vizsgált tér felbontása meghatározza a modellezés során kapott eredmények pontosságát: egy durva osztású háló nem alkalmas kis felületet érintő apró változások követésére. A véges elemes módszerrel rugalmasan, egyszerűen alkalmazható a lokális sűrítés lehetősége, így a réteghatárok menti finomítás is. Ezt én a 2. ábrán személtetett módon tettem meg úgy, hogy a réteghatárok mentén a csomópontok 20 m távolságra legyenek egymástól.

A végeselemes-módszer alapgondolata a lokális közelítés elve, ami azt jelenti, hogy az egyes felvett elemek mentén a keresett mezőket (hidraulikus emelkedési magasság, hőmérséklet eloszlás, Darcy-sebesség) előre felvett paramétereket tartalmazó függvényekkel közelítjük. A lokálisan felvett közelítő függvényeket azután a szomszédos elemek mentén valamilyen hibaelv alapján illesztjük, így végül a teljes vizsgált tartományra előállítunk egy megfelelő rendben folytonos közelítő mezőt. Így kapjuk meg először a szelvény menti hidraulikus emelkedési magasságokat, majd ezekből számolva a Darcy-sebességeket, végül a Darcy-sebességek alapján a hőmérsékleteloszlást is.

4. A modellezett térrész általános jellemzői

4.1. Az alföldi üledékes rétegek vízvezetőképességei

Az alföldi üledékes rétegekben a felszín alatti vízáramlás főleg a felső másfél kilométeres harmad- és negyedidőszaki üledékeket tartalmazó tartományban zajlik. Az ország vízellátásának jelentős része is ezekre a képződményekből történik (Marton, 2009).

A negyedidőszaki folyóvízi lerakódások útján keletkezett rétegek a legjobb vízvezetők. Ezek közül az Alföld legfelső rétegének megfelelő felső-pleisztocénre homokos összletek jellemzőek. A középső-pleisztocénben kisebb permeabilitású, kisebb vezetőképességű agyagos, iszapos rétegek rakódtak le nagyobb mértékben. Az alsó-pleisztocénben durvaszemű homokok rakódtak ki, ezeknek a legnagyobb a vezetőképessége. Ezen üledékek nem cementáltak, horizontális vezetőképességüket 10^{-4} - 10^{-5} m/s-nak becsüli a szakirodalom (Marton, 2009).

A negyedidőszaki üledékek alatt egy kisebb vízvezető képességű, legfelső pliocén, vagy korábbi néven levantei rétegsor található. A döntően vörös agyagos összetételének köszönhetően vízlassítónak tekinthetjük, ám nem ad olyan nagy kontrasztot vízvezetőképessége szempontjából az alatta és felette elhelyezkedő rétegekhez képest, hogy megakadályozza a víz mélyebb rétegekbe való beszivárgását.

A levantei rétegek alatt található az alföldi hévízkutakat kiszolgáló felső-pannon réteg, amely porózusabb, és főleg homok, homokkő alkotja. Vízvezetőképessége a negyedidőszaki és levantei rétegek vezetőképessége között lehet.

Az alföldi üledékes összletek hidraulikus vezetőképességét átlagosan $\sim 10^{-5}$ m/s -nak vehetjük (Mádlné Szőnyi és Tóth, 2007).

Az ez alatti alsó-pannon réteget márgás, homokkőves kifejlődésével vízzárónak tekintjük. Ennek a rétegnek a felső határát tekintjük a vízáramlás feküjének (Marton, 2009).

A horizontális és vertikális vízvezetőképességek arányát az anizotrópiával fejezhetjük ki. Ezt az anizotrópiát az üledékes rétegek horizontálisan hosszan elnyúlt kiterjedése, ami az Alföldön jelen van is erősíti.

4.2. A hővezetőképességek

Mivel a hővezetőképesség is anyagra jellemző paraméter, így az valamelyest az Alföld különböző porózus rétegeire is eltér. Ám ez az eltérés csekély, így a vizsgált rétegekben végbemenő hőtranszport folyamatok számítását azonos hővezetőképességek mellett végzem. Erre alkalmasak a program alapbeállításának megfelelő értékek, amelyek szerint a víz hővezető képessége $\lambda_w = 0,65 \text{ W/m}^\circ\text{C}$, a közetmátrixé $\lambda_s = 3 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ a porozitás pedig $n=0,3$. Ezekből az értékekből a (11) egyenlet szerint az üledékek hővezetőképességére $2,295 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ adódik.

4.3. A különböző rétegek helyzete

Az Alföld alatti régió rétegeinek felosztása a vizsgálni kívánt tulajdonságok és a kutatás léptékének függvényében több különböző módon is lehetséges. Ezek közül három lehetőséget a következő 1. táblázat foglal össze. Tekintve, hogy azt feltételeztem, hogy az áramlás a felső 1500 m-ben, az alsó-pannon rétegig zajlik, így erre a régióra szeretnénk pontosabb hidrosztratigráfiai felosztást használni. Továbbá az is ismert, hogy a pleisztocén korú üledékek vízvezetőképességük szempontjából differenciálhatók (Marton, 2009), így az Urbancsek-féle (Urbancsek, 1977), mért kútdatokra alapuló hidrosztratigráfiai felosztást használok a modellezés során. Mivel Galsa Attila is ezt a felosztást használta, így a szükséges geometria már az ő szakdolgozata alapján előállítható. Ez látható az 3. ábrán. Galsa Attila a hidrogeológiai modell felállításához szükséges réteghatár adatokat a következő módon állította elő (Galsa, 1997):

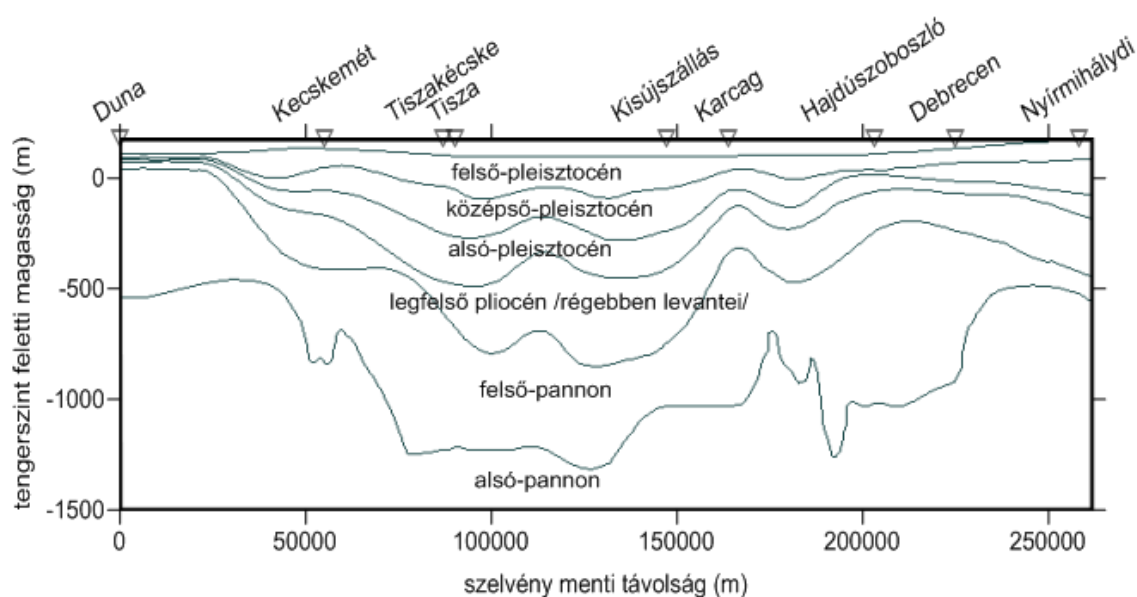
„A medence fekjét kijelölő alsó és felső pannon határt izovonalas térképről olvastam le (Csíky et al. 1987) a két szelvény mentén², csak úgy mint a levantei és felső pleisztocén rétegek alját is (Urbancsek,1977). Az alsó és középső pleisztocén rétegek alját a szelvényeimmel egyazon vonalon haladó hidrogeológiai mélység-szelvényről digitalizáltam (Urbancsek,1977). Míg a felszín domborzatát, mint már említettem, 1:25000 arányú topográfiai térképek segítségével határoztam meg.”

² Galsa Attila eredetileg két külön szelvényvel dolgozott, amelyek határa a Tisza volt. Majd a két szelvény menti számolását egyesítette. Én kiindulásból egyként kezeltem ezt a Tisza vonalán törésponttal rendelkező, az Alföldön keresztül húzódó szelvényt.

Kor		Litosztratigráfiai egységek (Juhász, 1992)	Hidrosztraigráfiai egységek az Alföldön (Mádlné Szőnyi és Tóth, 2007, Mádlné Szőnyi és Tóth. 2009)	Hidrosztraigráfiai egységek a szelvény mentén (Urbancsek, 1977)
Neogén	Holocén	Negyedidőszaki Nagyalföld Formáció	Nagy Alföldi vízadó	
	Pleisztocén			Felső-Pleisztocén
				Középső-Pleisztocén
				Alsó-Pleisztocén
				Levantei
	Pliocén	Zagyva Formáció		
		Újfalui Formáció		Felső-Pannon
	Késő Miocén	Algyői Formáció	Algyői vízadó	Alsó-Pannon
		Szolnoki Formáció	Szolnoki vízadó	
		Endrődi Formáció	Endrődi vízadó	
Középső Miocén		Szub-Pannon Formáció	Pre-Pannon vízadó	
Kora Miocén				

1. táblázat: A szelvény felosztásának lehetőségei (Czanuer és Mádlné Szőnyi, 2010 alapján)

Mivel egy vertikálisan erősen torzított szelvényről készült kép alapján történt a digitalizálás a felszín és a réteghatárok tengerszint feletti/alatti magassága 5 m-rel eltérhet Galsa Attila modelljéhez képest.

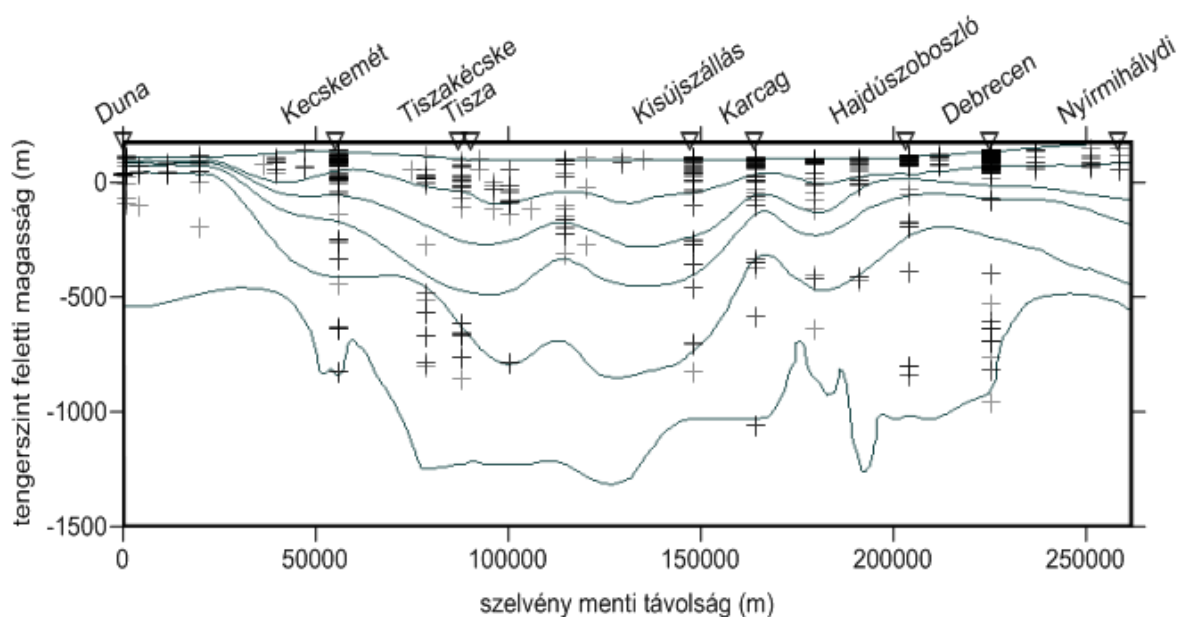


3. ábra: A rétegek elhelyezkedése a szelvény mentén

5. A használt illesztési paraméterek

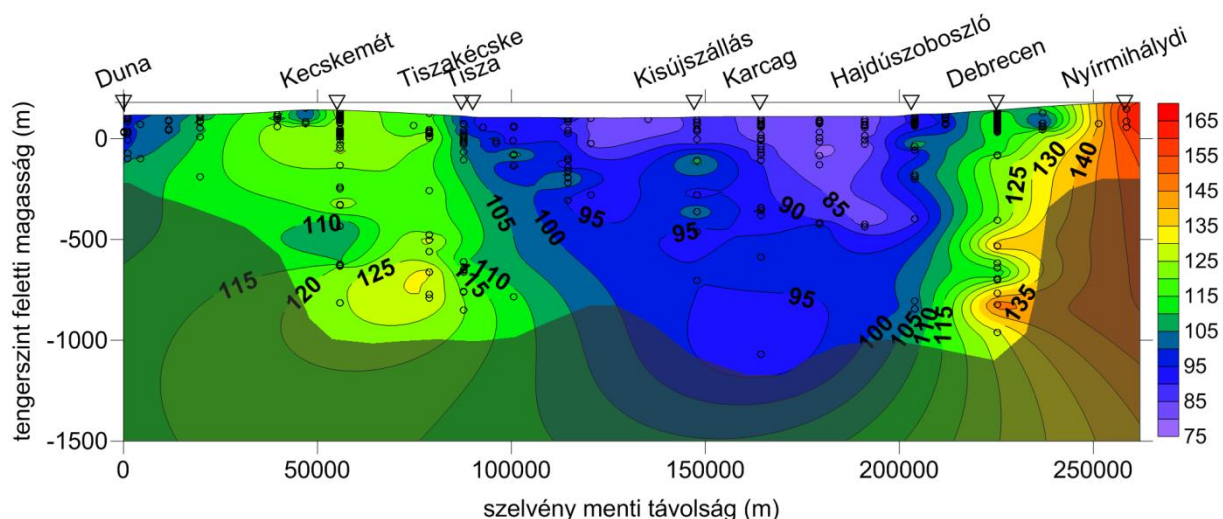
5.1. Kutakban mért vízszintek

A mért vízszint adatokat Galsa Attilától vettem át, amelyek a szelvény 5 km-es környezetében lévő kutak méréseit veszik figyelembe, úgy, hogy az egyes kutak a hozzájuk tartozó települések szelvény menti távolságához vannak rendelve. Az adatok forrásául a „Magyarország mélyfúrási kútjainak katasztere a „Magyarország hévízkútjai” kötetek valamint a MÁFI (ma MFGI) mélységfigyelő kútjaiban történt mérések szolgáltak. A kapott adatok eloszlását az 4.ábra szemlélteti.



4. ábra: A kutak beszűrőzési helyei a szelvény mentén

Ezek alapján a rendelkezésemre állt a kutak szelvény menti távolsága (a település helyzete), a felszíntől mért beszűrőzési mélység és a kutakban szintén a felszíntől mért hidraulikus emelkedési magasságok. A beszűrőzési mélység és hidraulikus emelkedési magasság értékeit abszolút tengerszint feletti magasságokra váltottam, majd ezeket megszürvé megszerkesztettem a mért adatokból előálló 5. ábrán látható hidraulikus emelkedési magasságok képét, amelyen elsötétítettem a mérési adattal nem rendelkező területeket.



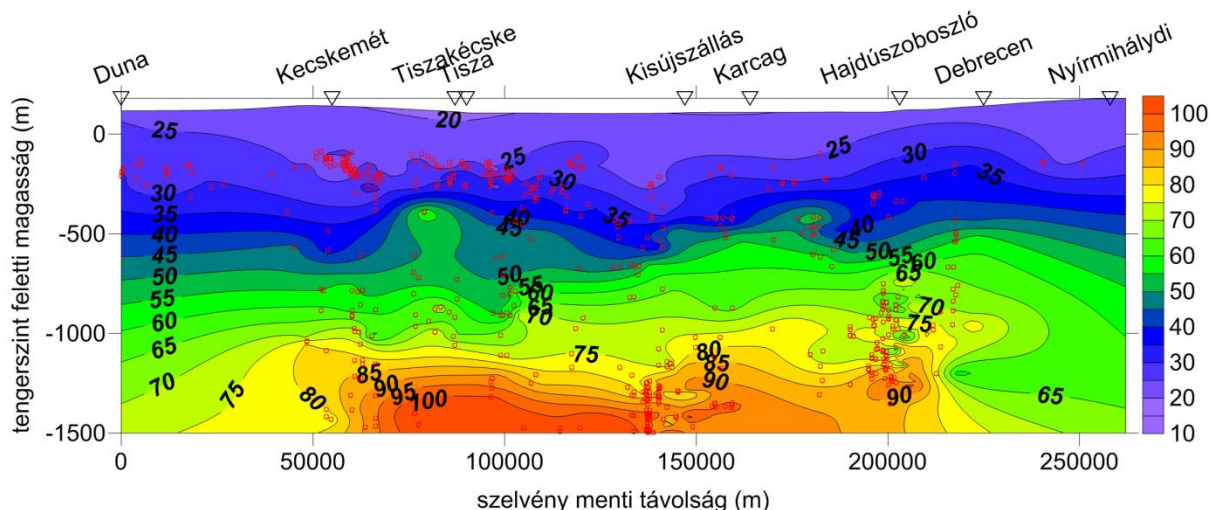
5. ábra: A mért adatok alapján szerkesztett hidraulikus emelkedési magasságok a szelvény mentén, a mérési pontok

5.2. A jellemző hidraulikus gradiensek

A hidraulikus emelkedési magasság adatok szerkesztett képén kívül, érdemes további támpontokat is figyelembe venni. Felhasználtam Erdélyi Mihály „A magyar medence hidrodinamikája” című tanulmányában (Erdélyi, 1975) szereplő „Az Alföld hidraulikus gradiense” térképének adatait, amelyek a Duna-Tisza közti hátság és a Nyírségben 0,05-0,15 m/m-es, a Tisza és Debrecen között pedig -0,02-0,05 m/m-es gradienseket mutatnak (Erdélyi, 1975).

5.3. A mért hőmérsékletek

A használt hőmérséklet adatok Magyarország geotermikus adatbázisából származnak. Az Alföldön mért adatokat egy a szelvényt lefedő téglalap alakú területről kigyűjtöttem a szelvényem 15 km-es környezetében találhatóakat és ezeket a szelvényre vetítettem. Továbbá az adatbázisból kikerestem, hogy a szelvény menti hőmérsékleteket reprezentáló adatok közül melyik milyen megbízhatósággal rendelkezik és a kis megbízhatóságú a képen jelentős anomáliákat okozó értékeket a nem használtam. Ezek eredményeképp állt elő a szelvény menti hőmérsékleteket mérési pontokkal együtt bemutató 6. ábra.



6. ábra: A mért hőmérsékletekből szerkesztett hőmérséklet-eloszlás a szelvény mentén (°C)

• : a mérési pontok

A mért adatok alapján szerkesztett hőmérséklet profilon (6. ábra) alapvetően megfigyelhető, hogy a hőmérsékleti izovonalak hullámzása nem feltétlenül párhuzamos a felszínnel, ami leginkább a nagyjából 75 km-es távolságban megfigyelhető a tiszakécskei hőanomáliánál látszik. Továbbá a vizsgált terület középső részein magasabb hőmérsékletek figyelhetők meg.

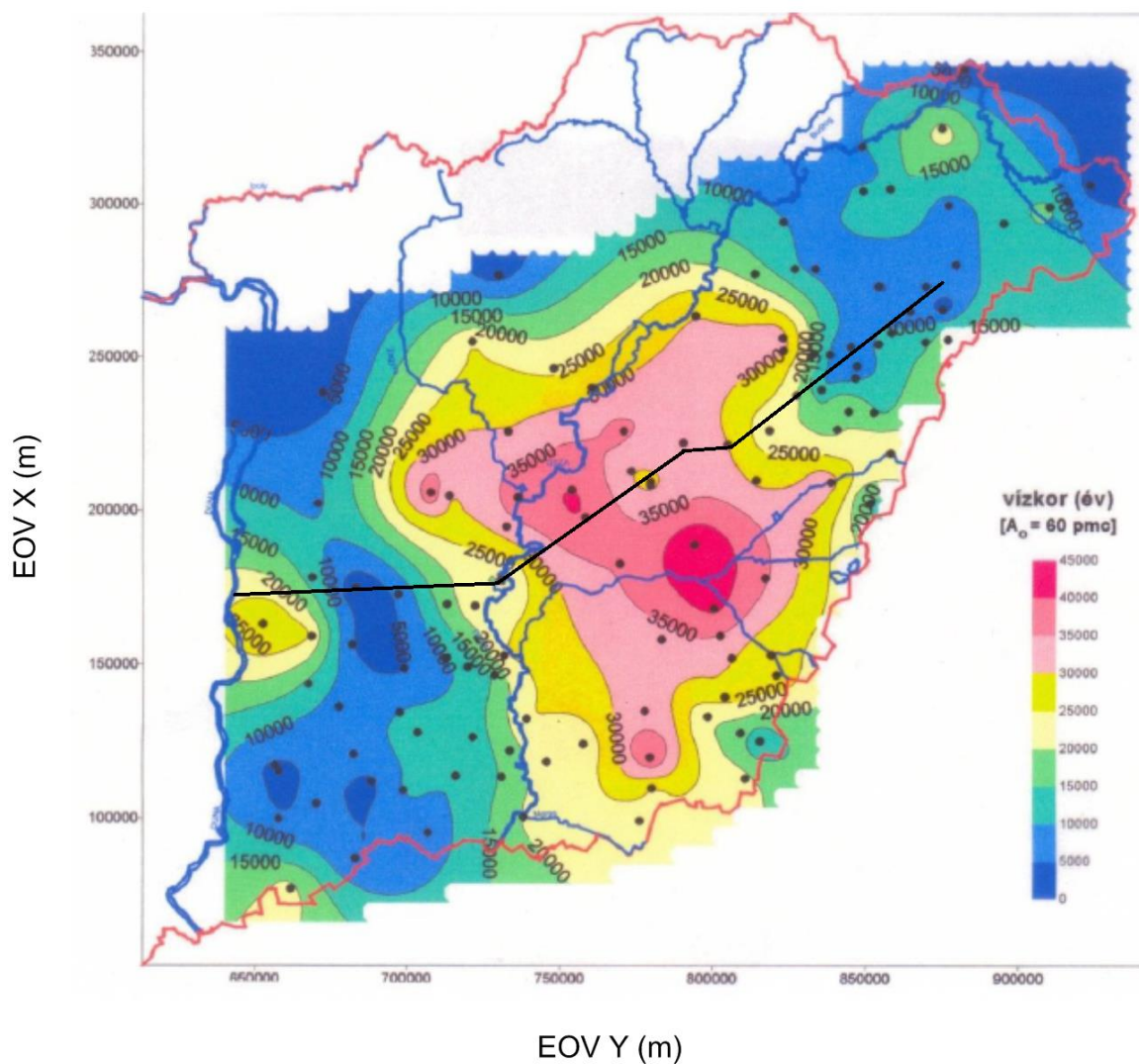
5.4. Vízkorok

A hidrodinamikai modell további pontosítására ad lehetőséget a részecskék áramvonalak menti pontjaira számolható eljutási idejének ismert vízkorokkal való összevetése. Ez azért tehető meg, mivel ismert, hogy az alföldi rétegvizek a jégkorszakokra jellemző, a mainál negatívabb δH és $\delta^{18}O$ értékekkel rendelkeznek, így az alföldi üledékes rétegekben megtalálható rétegvizek az utolsó jégkorszak alatt kellett, hogy beszivárognak. Az utolsó jégkorszak, a Würm-glaciális nagyjából 70 ezer éve kezdődött, vagyis a legidősebb vizek az Alföld közepén nem lehetnek ennél idősebbek.

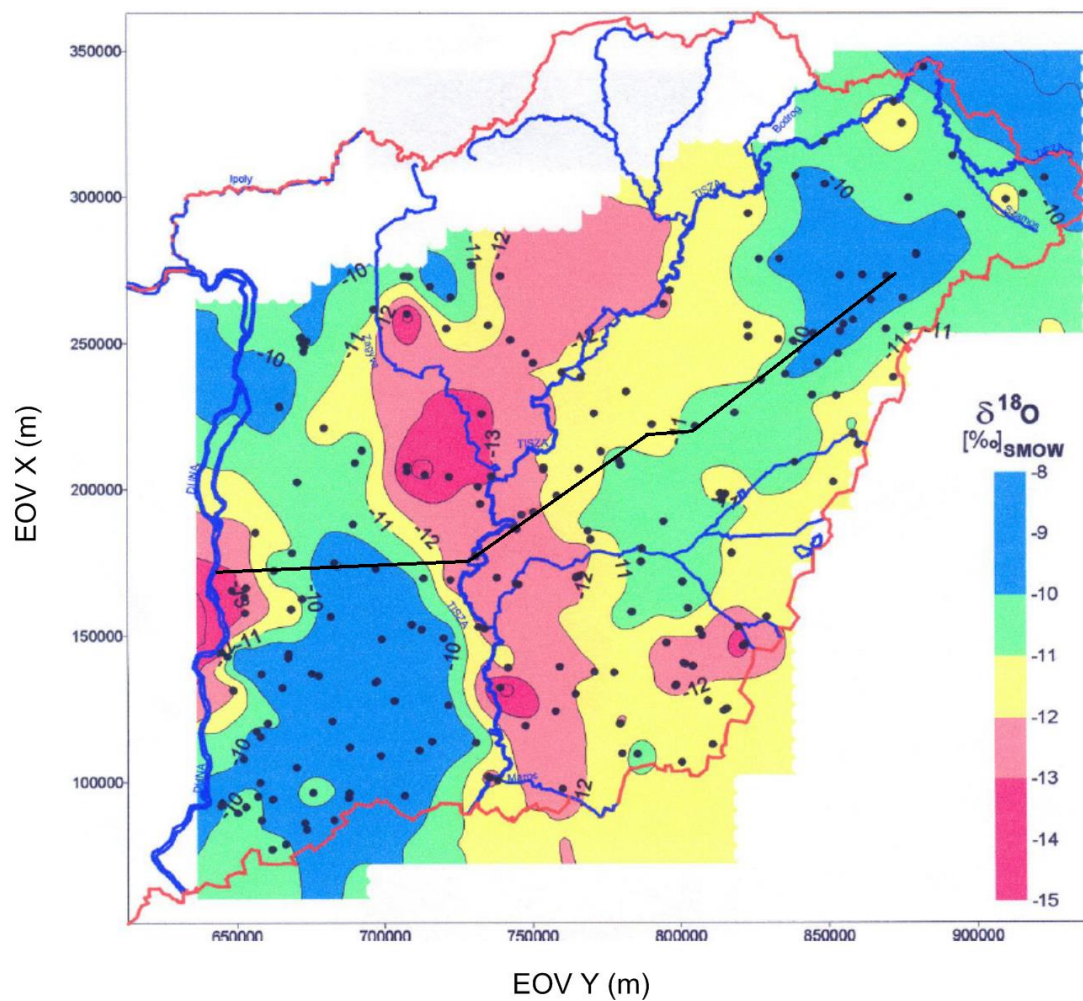
A vízkorok referenciájának a Deák József doktori dolgozatában (Deák, 2006) szereplő ^{14}C -es izotóp eloszlásából szerkesztett vízkor térképet és a $\delta^{18}O$ -eloszlás térképet vettem alapul (7. és 8. ábrák).

Utóbbi izotópeloszlásait egy - szintén a dolgozatban szereplő - idő-izotóparány görbe (9. ábra) alapján korokra váltottam. Így már ez is összevethető a modellben számolt

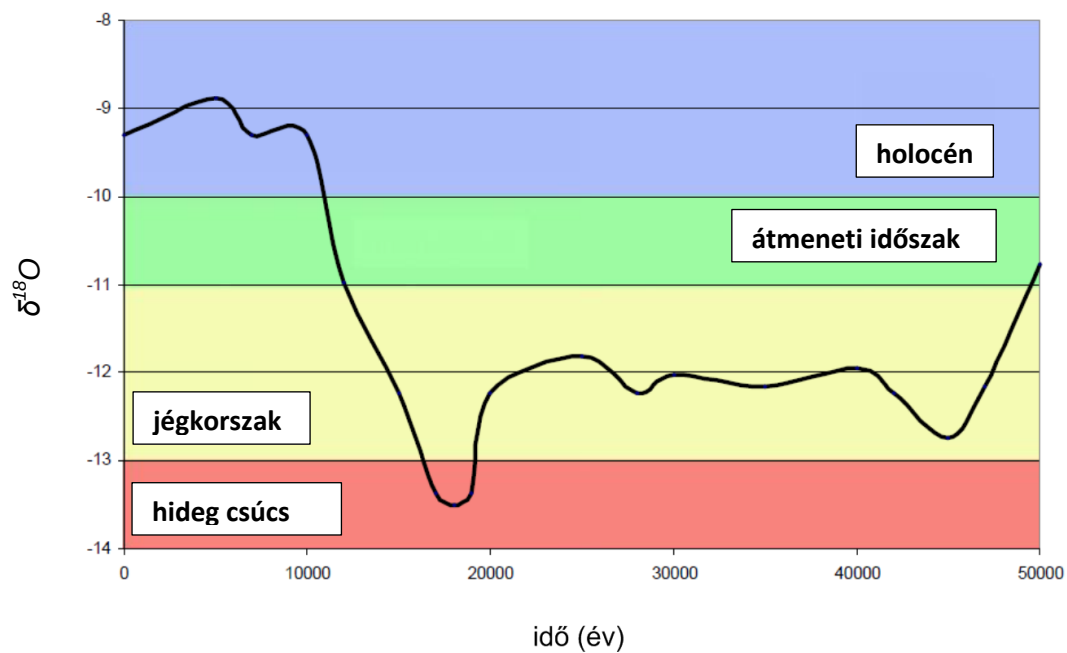
vízkorokkal. Az átváltás során egyfajta izotóp arányhoz több különböző vízkor intervallum is tartozhatott. Ilyen esetekben, azt az intervallumot választottam valósnak, amelyik a legjobban illeszkedett abba a képbe, hogy a medence közepe felé a vizek folyamatosan öregednek, lévén ezek járnak be a beszivárgástól számítva a leghosszabb utat, valamint amely adatok kora közelített a radiokarbon módszerrel meghatározott korokéhoz. A kapott vízkoreloszlásokat a szelvény mentén a 10. ábra mutatja.



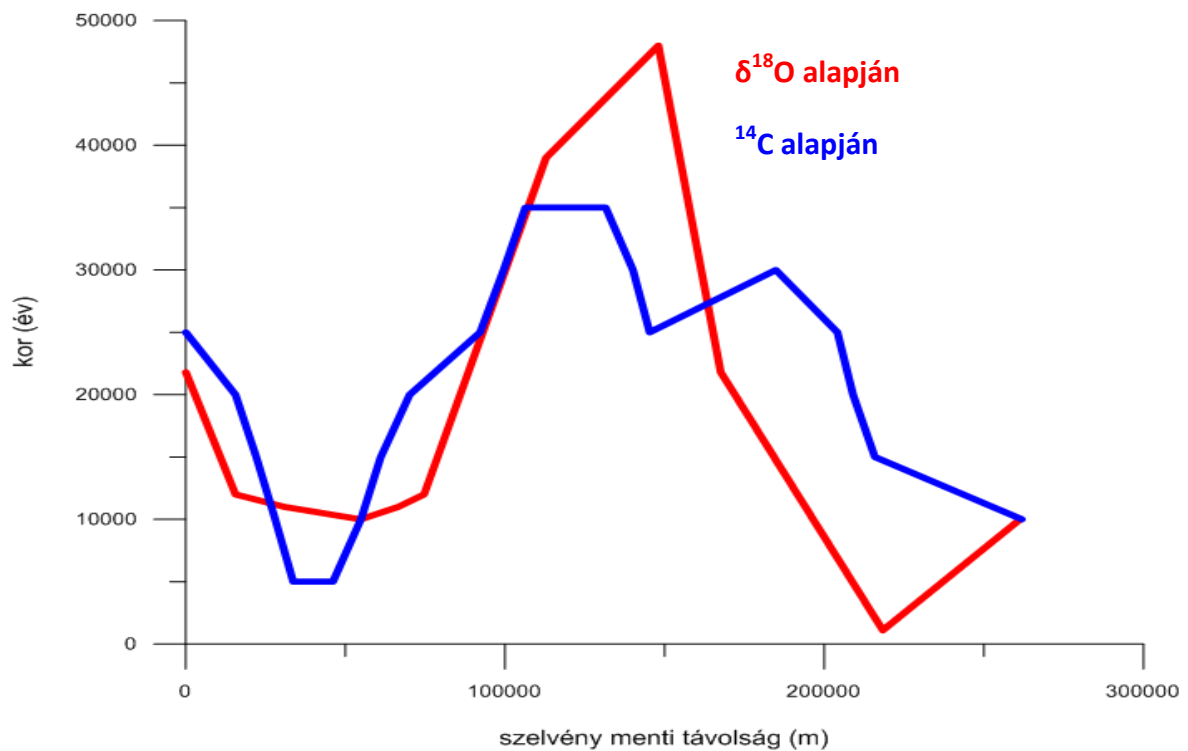
7. ábra: Radiokarbon vízkorok az alsó-pleisztocén rétegben (Deák, 2006 után)



8. ábra: $\delta^{18}\text{O}$ arányok az alsó-pleisztocén rétegben (Deák, 2006 után)



9. ábra: A $\delta^{18}\text{O}$ időbeli lefutása (Deák, 2006 után)



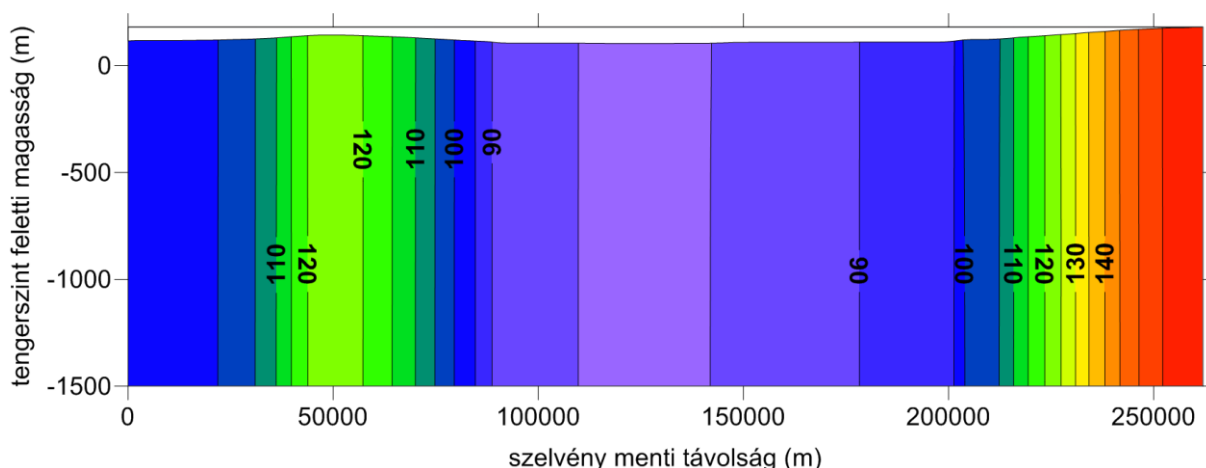
10. ábra: A vízkoreloszlások a szelvény mentén

A vízkorok a 7. és 8. ábrákon szereplő izovonalak és a szelvény metszéspontjában állapíthatók meg. Mivel ilyen metszéspontból nem sok van, a kapott vízkoreloszlás görbék nem is lehetnek teljesen pontosak, de nagyságrendi referenciaként felhasználhatók.

6. A különböző paraméterek szerepének vizsgálata

6.1. Vizsgálat izotróp közegben

A modell paramétereinek áramlásra gyakorolt hatását a legegyszerűbb esetre vonatkozó megfigyelésektől az egyre bonyolultabbak felé haladva állapíthatjuk meg. Így a paraméterek szerepének megértéséhez először a legegyszerűbb, homogén, izotróp esetet vettem alapul. Ilyen feltételek mellett egy kis, $K=10^{-8}$ m/s-os vízvezetőképességű aljzatot és efelett nagyobb - az irodalmi értékeknek (*Mádlné Szőnyi és Tóth, 2007*) nagyjából megfelelő - $K=10^{-4}$ m/s-os közeget definiálva vizsgáltam a hidraulikus emelkedési magasságok szelvény menti eloszlását. A téren számításokat végezve a következő 11. ábrán szereplő eredményt kaptam.



11. ábra: A hidraulikus emelkedési magasság eloszlása (m) a szelvény mentén, $\varepsilon=1$

A számítások alapján a felszínre csaknem merőleges, egymással látszólag párhuzamos izovonalak merőben eltérnek a 5.1.fejezetben bemutatott kútdatok alapján szerkesztett 5. ábrán látható hidraulikus emelkedési magasságok izovonalaitól. Ennek alapján a közegbe inhomogenitást illetve anizotrópiát bevéve közelíthetünk a valósnak vélt eloszlásokhoz, így pontosabban vizsgálnunk kell a különböző paraméterek, paraméter együttesek összetett hatásait is.

6.1.1. A vízvezetőképesség változásának hatásai

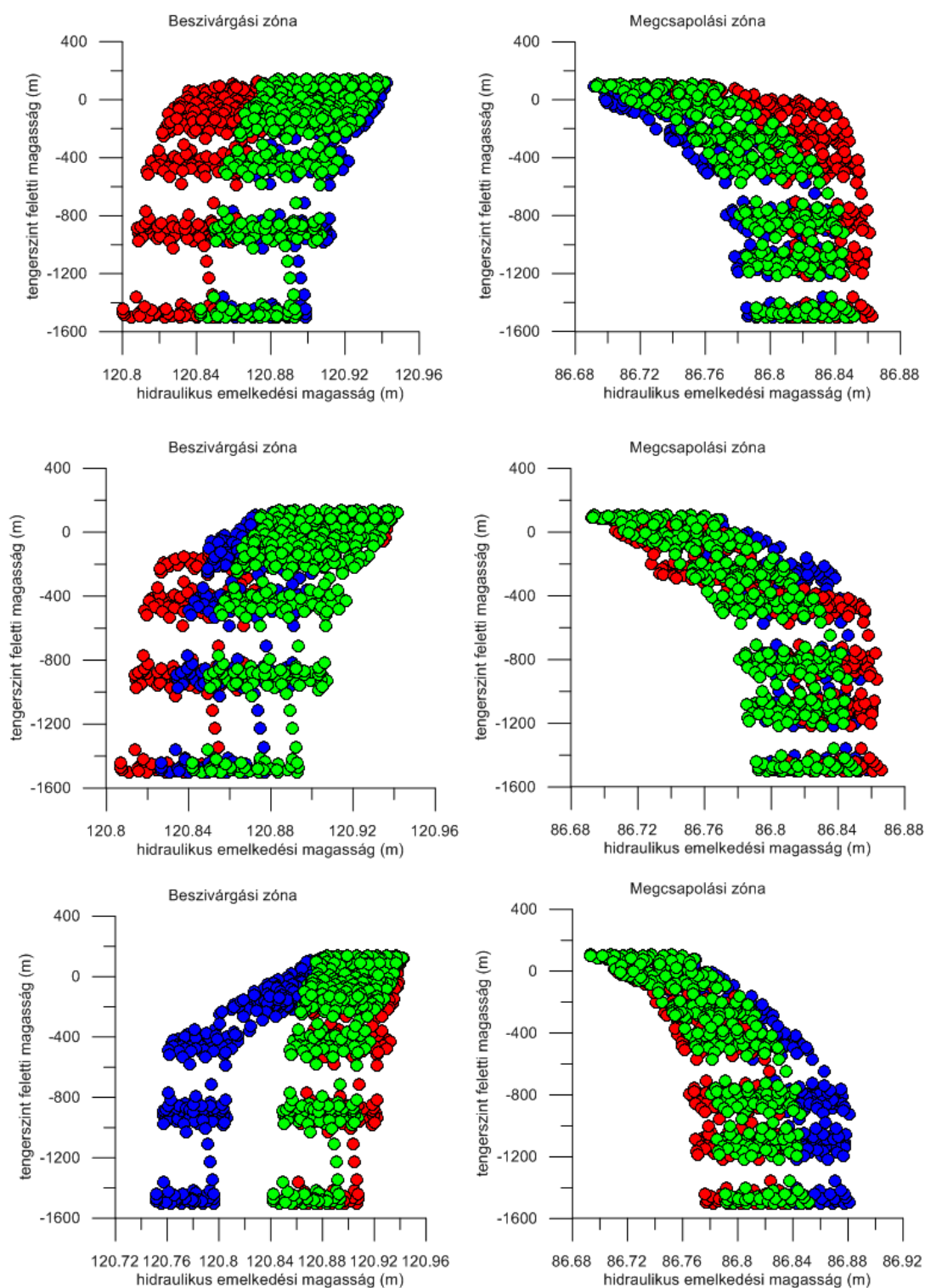
Valósághoz közelítő hidraulikus emelkedési magasság eloszlást akkor érhetünk el, ha a közeget vezetőképessége szempontjából inhomogénné tesszük vagy anizotrópiát feltételezünk rá. Ezek közül most az előbbi esetet vizsgálom.

Először azt nézem, hogy izotróp esetben hogyan változnak egy beszivárgási és a megcsapolási területen a hidraulikus emelkedési magasságok a mélység függvényében, amennyiben valamelyik réteg vezetőképességét megváltoztatom. A változtatás egyenként a legfelső felső-pleisztocén, felülről a harmadik alsó-pleisztocén, valamint felülről ötödik felső-pannon rétegben történt.

A változtatást minden rétegre külön-külön egy nagyságrenddel növelő valamint csökkentő irányban is elvégeztem. Így csökkentés esetén a vízvezetőképesség 10^{-5} m/s és növelés esetén 10^{-3} m/s lett az adott rétegben. Viszonyítási alapként minden esetben a 10^{-8} m/s-os vízvezetőképességű alsó-pannon aljzatot és felette homogén, 10^{-4} m/s vezetőképességű közeget feltételező izotróp modellben számított hidraulikus emelkedési magasságok szolgálnak. A beszivárgási és megcsapolási terület megválasztása a szelvény menti 55 km-es (Kecskemét) és 145 km-es (Kisújszállás) távolságban történt.

Az elvárás az, hogy a hidraulikus emelkedési magasságok beszivárgási területen, ahol leáramlás történik, a mélységgel fokozatosan csökkenjenek, a megcsapolási területen pedig, ahol feláramlás zajlik, a mélységgel fokozatosan növekedjenek. A növekedés mértéke pedig (Erdélyi, 1975) 0,02-0,05 m/m legyen, ahogy azt korábban a 5.2. fejezetben bemutattam.

A következő 12. ábra alapján hidraulikus emelkedési magasságok eloszlására vonatkozó elvárás teljesül is. A mélységgel való változás azonban homogén esetben csupán néhány centiméter és az egyes rétegek vezetőképességeinek változása esetén is csak alig nagyobb ennél.

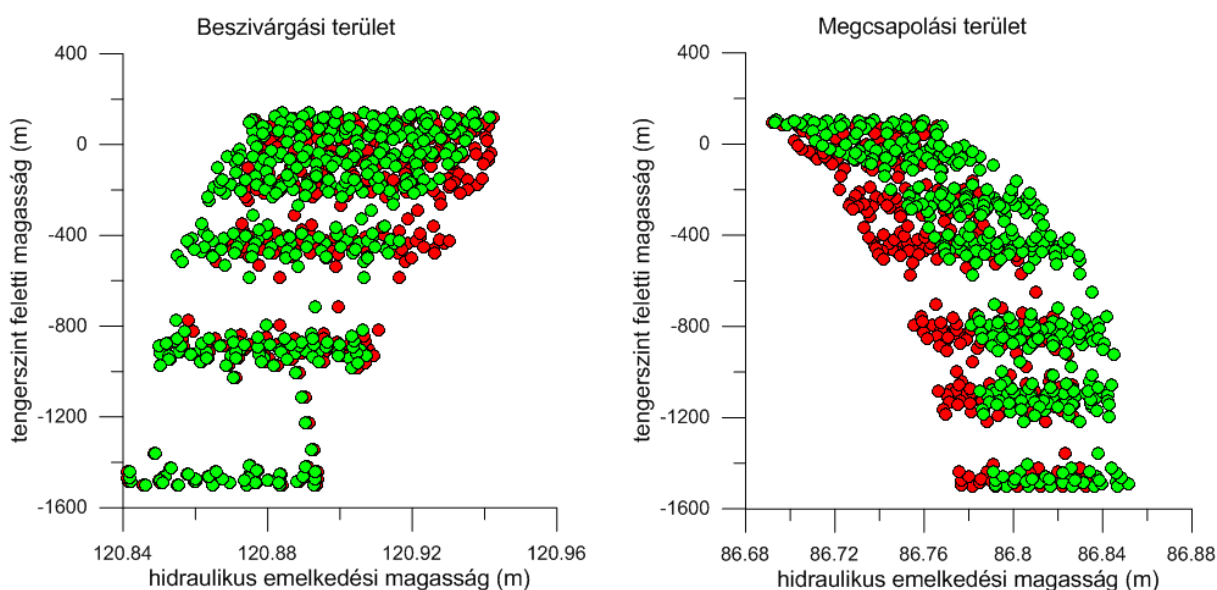


12. ábra: A hidraulikus emelkedési magasságok alakulása a mélység függvényében, egy beszivárgási és egy megcsapolási területen

1.oszlop. a beszivárgási zóna, 2.oszlop: a megcsapolási terület; felső sor: felső-pleisztocén; középső sor: alsó-pleisztocén; alsó sor: felső-pannon rétegben történt vezetőképesség változtatás;

●: homogén, $K=10^{-4}$ m/s; ●: inhomogén, $K(\text{változtatott})=10^{-5}$ m/s; ●: inhomogén, $K(\text{változtatott})=10^{-3}$ m/s

Következő eset az, hogy megnézzük mi történik ha a rétegek vezetőképességei a felszíntől lefelé folyamatosan csökkennek 10^{-4} m/s-ról 10^{-6} m/s-ig. Ekkor a beszivárgási területen a hidraulikus emelkedési magasságok először magasabbak, majd fokozatosan csökkennek a mélységgel így a gradiens kissé megnő. A megcsapolási területen a hidraulikus emelkedési magasságok a felszínen a homogén esettel egyező értékekről indulnak, majd lefelé haladva egyre kisebbek a homogén eset értékeinél, vagyis a gradiens ezen a területen csökken.



13. ábra: A mélységgel folyamatosan csökkenő vezetőképességű rétegek hidraulikus emelkedési magasságai

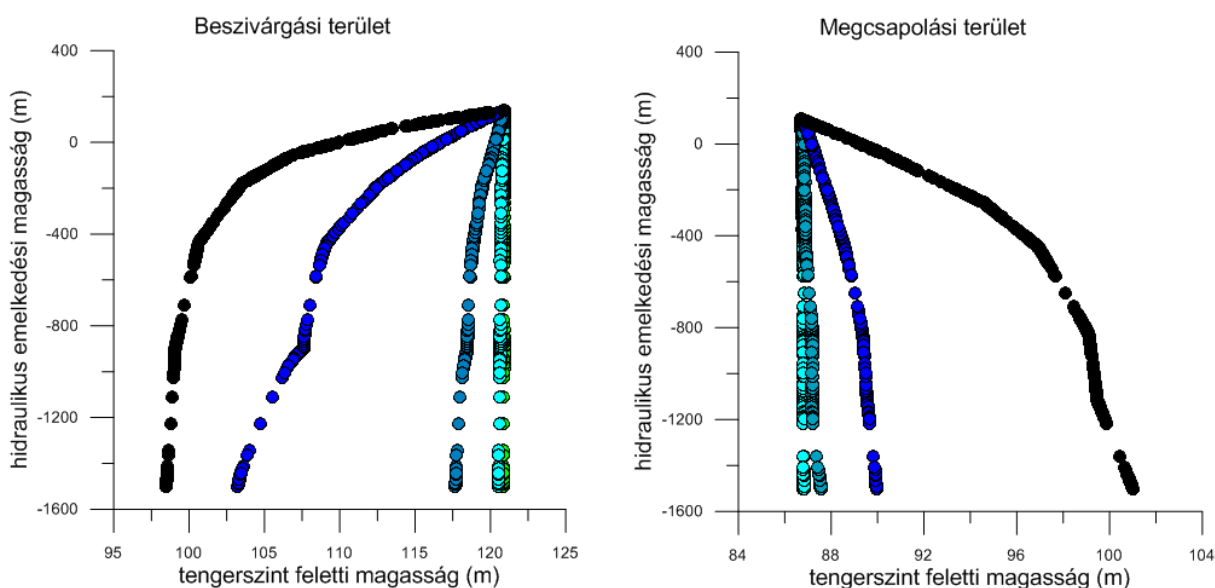
vonalak- a réteghatárok; ● : homogén eset ; ● : az az eset amikor a rétegek vízvezető képességei egyre csökkennek a felső-pleisztocénttól az alsó-pannonig lefelé haladva $K_1=10^{-4}$ m/s, $K_2= 5 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K_3= 2,5 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K_4=10^{-5}$ m/s; $K_5=5 \cdot 10^{-6}$ m/s, $K_6=2,5 \cdot 10^{-6}$ m/s

A (7) egyenlet alapján azt gondolhatnánk, hogy a vízvezetőképesség növelése vagy csökkentése hatással lehet a hidraulikus emelkedési magasságra és így a gradiensre is. A 12. és 13. ábra alapján azonban az állapítható meg, hogy a vízvezetőképességek változtatásának nincs jelentős hatása rá.

6.2. Az anizotrópia megjelenése homogén közegben

6.2.1. A hidraulikus gradiensek változása

Az anizotrópia hatásának vizsgálatokor a viszonyítás szintén a 10^{-4} m/s vezetőképességű homogén izotróp rétegsor 10^{-8} m/s-os vezetőképességű aljzattal. Megnéztem az $\varepsilon=10^1$, 10^2 , 10^3 és 10^4 -es anizotrópiákkal a hidraulikus emelkedési magasságok alakulását a beszivárgási és megcsapolási területeken. Ennek eredményét a 14. ábra mutatja.



14. ábra: Az anizotrópia hidraulikus emelkedési magasságokra gyakorolt szerepe világostól sötét felé haladva – $\varepsilon=1$, $\varepsilon=10^1$, $\varepsilon=10^2$, $\varepsilon=10^3$, $\varepsilon=10^4$

ε	$\frac{\Delta h}{\Delta z} \left[\frac{m}{m} \right]$ - Beszivárgási terület		$\frac{\Delta h}{\Delta z} \left[\frac{m}{m} \right]$ - Megcsapolási terület	
	140 és -400 m között	-400 és -850 m között	100 és -400 m között	-400 és -1040 m között
1	0,00005	0,00002	-0,00012	-0,00008
10^{-1}	0,0004	0,0001	-0,00016	0,00003
10^{-2}	0,0046	0,0011	-0,00028	-0,00063
10^{-3}	0,0277	0,0055	-0,0035	0,0016
10^{-4}	0,0462	0,0055	-0,022	-0,0031
Erdélyi	0,05-0,15		-0,02-0,05	

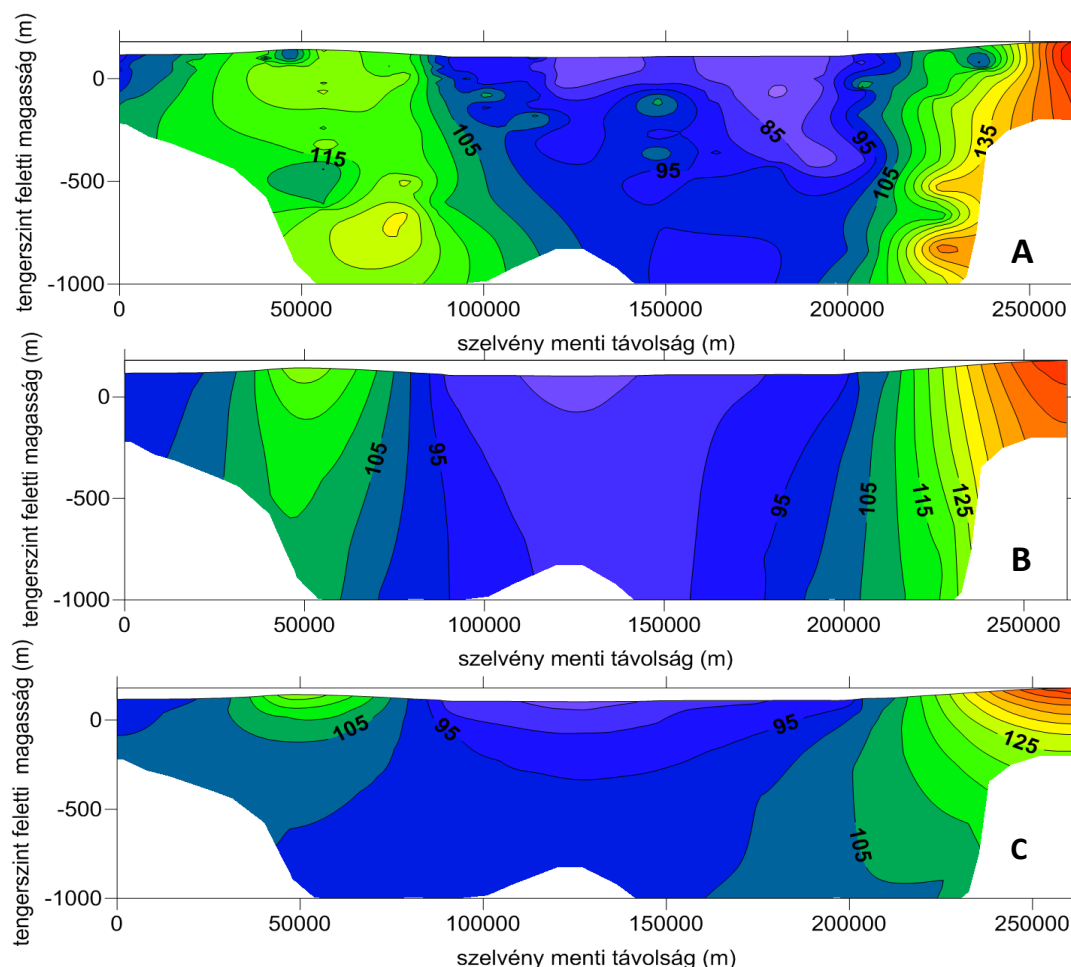
2. táblázat: A különböző anizotrópiákkal számolt hidraulikus gradiensek

Az előző 14. ábra alapján a hidraulikus gradiensek alakulása a következő 1. táblázatban van összefoglalva.

A 14. ábra és az 1. táblázat alapján világos, hogy a hidraulikus gradienseket egyértelműen az anizotrópia növelésével tudjuk - akár több nagyságrenddel is - megnövelni. Az is kiderül, hogy a megfigyelt hidraulikus gradiens értékekhez (Erdélyi, 1975) a legközelebb az eddigi próbálkozások közül 10^4 -es anizotrópiával tudunk kerülni. Ekkor homogén $K=10^{-4}$ m/s-os esetben a beszivárgási zónában a hidraulikus gradiens 0,0462-0,055 m/m, míg a megcsapolási területen -0,022-0,0031 m/m.

6.2.2. A hidraulikus emelkedési magasságok eloszlása

Na de hogy alakulnak a teljes szelvény menti hidraulikus emelkedési magasságok, és milyen pályán áramlik a víz? A kérdés megválaszolására a hidraulikus emelkedési magasságok számítását elvégeztem $\varepsilon=10^3$ és $\varepsilon=10^4$ -es anizotrópiát feltételezve. Így a következő 15. ábra B és C alrészén bemutatott eredményeket kaptam. A 15. ábra A részén a mért értékekből szerkesztett hidraulikus emelkedési magasság képe látható. Mindhárom képen letakartam azokat a területeket, ahol nincs mért adat, így nem lehet az összehasonlítás folyamán az ott kapott értékeket figyelembe venni.



14. ábra: A számolt és mért hidraulikus emelkedési magasságok (m) összehasonlítása

A: A mért adatok alapján szerkesztett hidraulikus emelkedési magasságok,

B: A számított hidraulikus emelkedési magasságok; $K=10^{-4}$ m/s és $\epsilon=10^3$

C: A számított hidraulikus emelkedési magasságok; $K=10^{-4}$ m/s és $\epsilon=10^4$

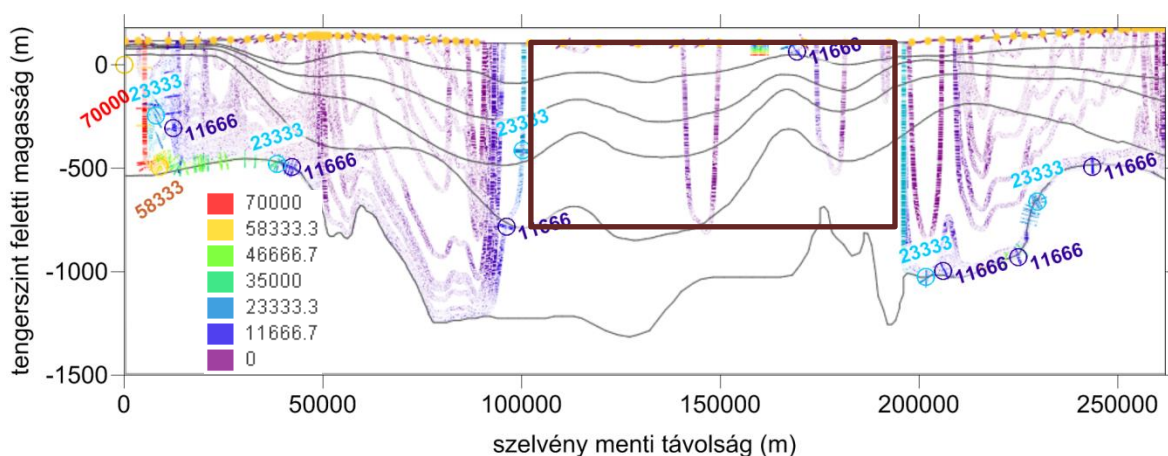
Megállapítható, hogy az $\epsilon=10^4$ -es anizotrópiával számított hidraulikus emelkedési magasság eloszlás jobban hasonlít a mért adatokból szerkesztett eloszláshoz az $\epsilon=10^3$ -os anizotrópiával számíthatóhoz képest. Az $\epsilon=10^4$ -es anizotrópiával számított értékek a mért adatoknak megfelelően, a beszívargási területeken a mélységgel gyorsabban csökkennek, a megcsapolási területeken a mélységgel gyorsabban növekednek a hidraulikus emelkedési magasságok, mint $\epsilon=10^3$ -os esetben, úgy mint ahogy az 2. táblázat értékei alapján vártuk.

Az 2. táblázatban szereplő hidraulikus gradiensek nagyságának alapján az $\epsilon=10^4$ -es anizotrópiát találtuk a legmegfelelőbbnek. Az imént a hidraulikus emelkedési magasságok mért adatokhoz való viszonyítása után is arra a következtetésre jutunk, hogy ez az anizotrópia a megfelelőbb. Ám mivel további összehasonlítási adataink is vannak, lehetőség van további jelenségek vizsgálatára, így pedig a modell és anizotrópia pontosítására is.

6.2.3. Az anizotrópia hatása az áramvonalak lefutására

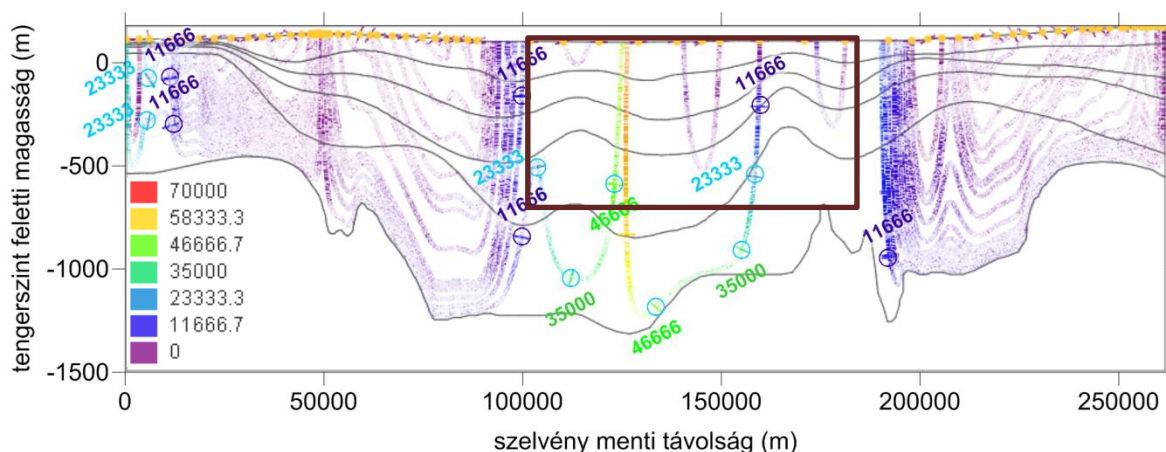
A program a részecskemozgás nyomvonalát és adott pontig való eljutási idejét, azaz a vizek korát is képes számítani és megjeleníteni. Így az áramlási képek és vízkorok alakulása is vizsgálható. A vízkorok pedig összevethetőek a Deák József doktori dolgozatában (Deák, 2006) szereplő ^{14}C -es vízkorok és $\delta^{18}\text{O}$ -as izotóparányának eloszlásából becsült vízkor adatokkal.

A 5.4. fejezetben leírtak miatt 70 ezer évre vonatkozó eljutási időig vizsgáltam a részecskék nyomvonalának lefutását a különböző anizotrópiájú esetekben. Ezek eredménye a következő 15-19. ábrákon látható. Mindegyik esetben lila jelzi a 0 időpillanatot, vagyis az indulás idejét, piros pedig a 70 ezer éves kort. A sárga pontok a kiindulási helyeket jelölik.

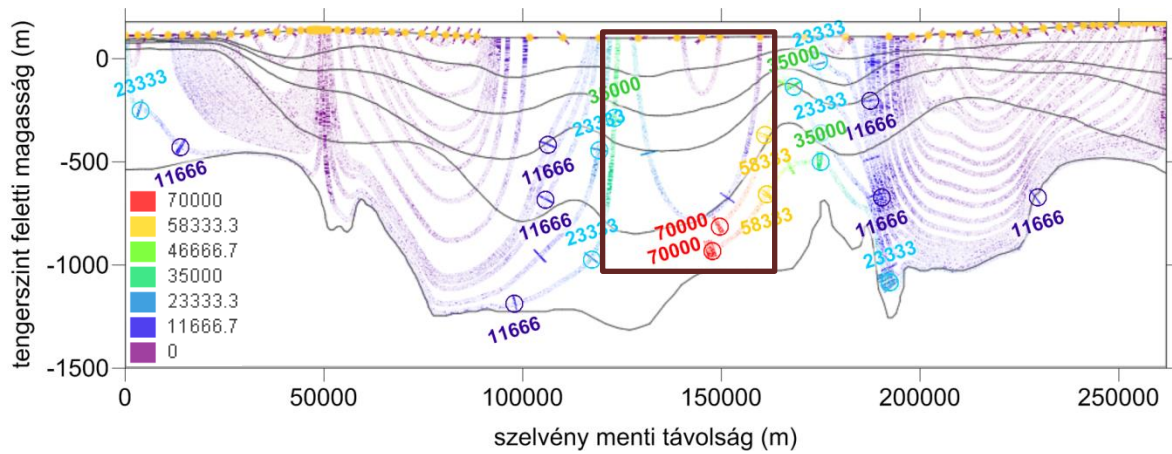


15. ábra: Az áramlási nyomvonalak és vízkorok 70 ezer évig számolva, $\varepsilon=1$ esetén

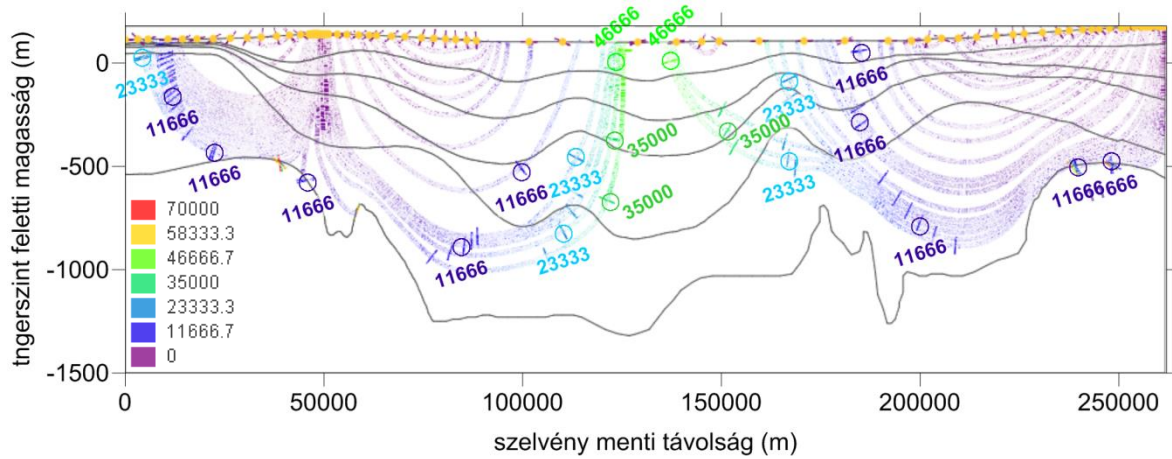
□: az a terület ahová a beszivárgási területről nem áramlik víz



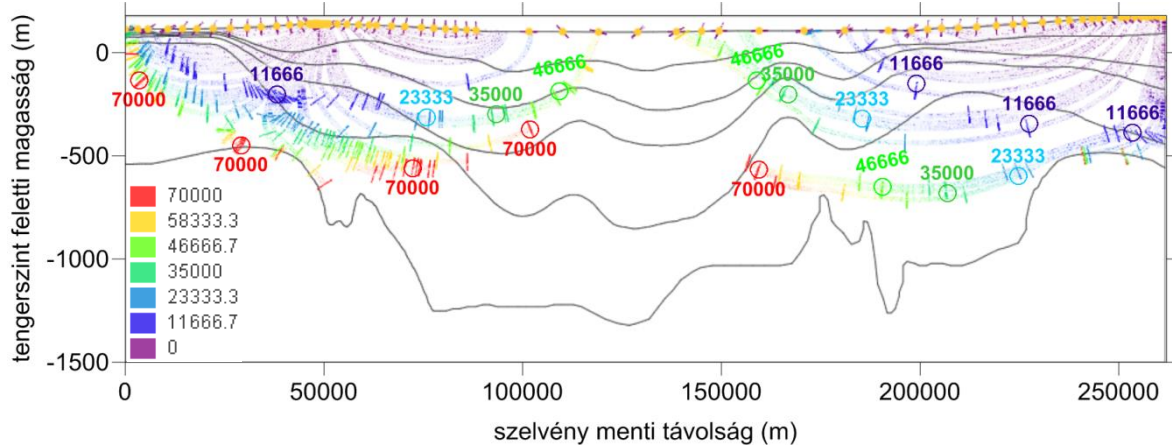
16. ábra: Az áramlási nyomvonalak és vízkorok 70 ezer évig számolva, $\varepsilon=10^1$ esetén



17. ábra: Az áramlási nyomvonalak és vízkorok 70 ezer évig számolva, $\varepsilon=10^2$ esetén



18. ábra: Az áramlási nyomvonalak 70 ezer évig számolva, $\varepsilon=10^3$ esetén



20. ábra: Az áramlási nyomvonalak 70 ezer évig számolva, $\varepsilon=10^4$ esetén

A 16-20. ábrák alapján az látszik, hogy $\varepsilon=1$ és $\varepsilon=10^2$ anizotrópiák esetén az Alföld közepén olyan területek lennének, amikben nem zajlik áramlás (bekeretezett területek), vagyis ahova nem jutnak meteorikus vizek a beszivárgási területről. Az az egy-két áramvonal, amely ezekben az esetekben a középső területeket átszeli, a talajvízszintben a digitalizálása miatt bekövetkező hirtelen ugrás eredménye lehet. Így ezek az áramvonalak figyelmen kívül hagyhatók. Másrészt ha figyelembe is vesszük őket, akkor is az áramlás fluxusa a területen nagyon kicsi, hiszen a fluxus arányos az áramvonalak sűrűségével. Így nyugodtan állítható, hogy a jelölt területen gyakorlatilag nincs vízáramlás, pangó víz van.

$\varepsilon=10^4$ esetén azért nincsenek áramvonalak a szelvény közepén, mert 10^{-4} m/s-os vezetőképesség mellett 70 ezer év alatt nem ér el odáig a víz. Nagyobb vezetőképességgel számolva itt is lesznek áramvonalak.

Az áramlási képek (16-20. ábrák) alapján az a következtetést vonhatjuk le, hogy $\varepsilon=10^3$ -os és $\varepsilon=10^4$ -es anizotrópiák mellett juthat el a beszivárgó víz a szelvény középső területeire, így az áramvonalak szempontjából ezek tűnnek a legjobb értékeknek.

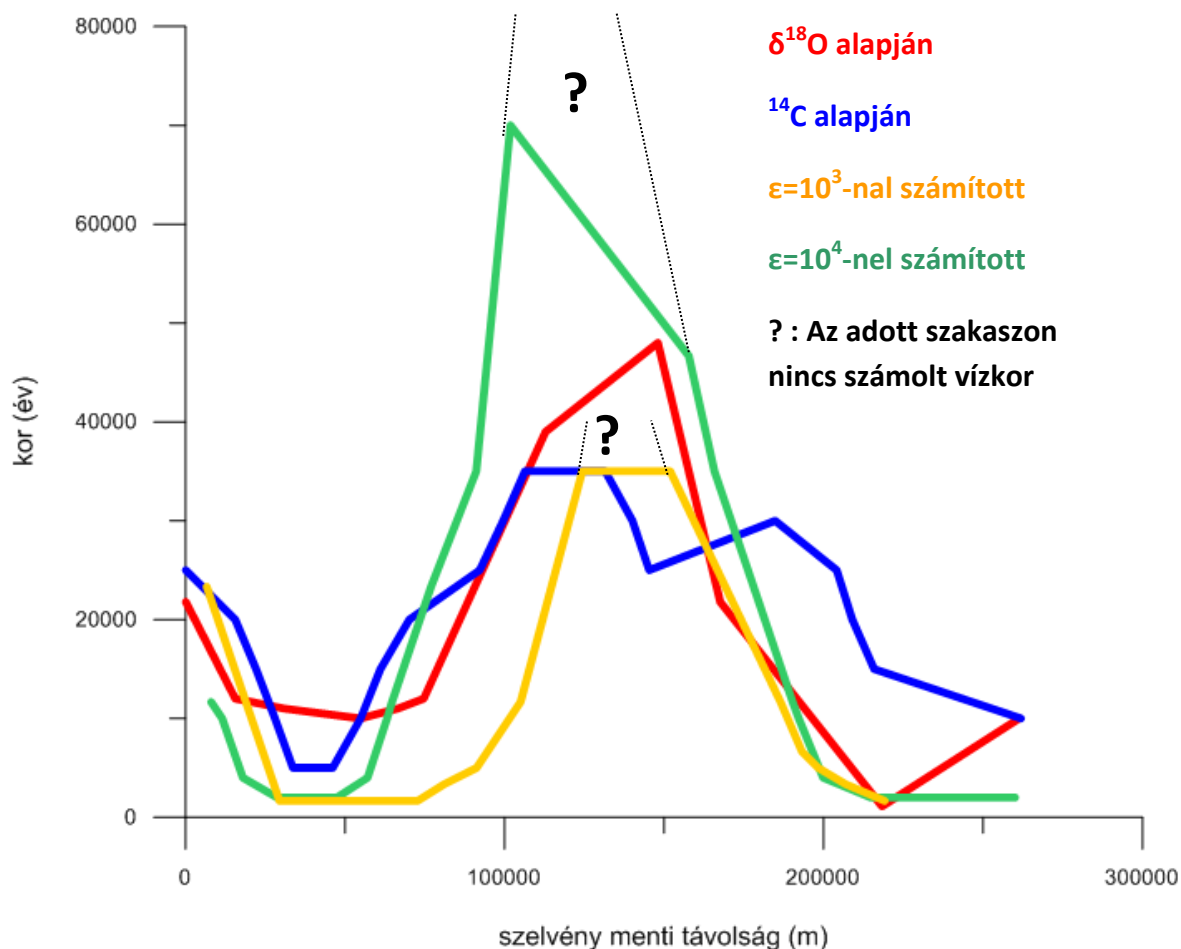
Eddig tehát az anizotrópia és vízvezetőképesség vizsgálata során megállapítottuk, hogy homogén közegben az anizotrópia befolyásolja jelentősen az áramvonalakat. Azonban a vízkorokat az anizotrópián kívül a vízvezetőképesség határozza meg, mert az (1) egyenlet szerint a vízáramlás sebessége ugyanolyan hidraulikus emelkedési magasságok esetén a vízvezetőképességgel arányos.

6.2.4. A vízkorok anizotrópia és vízvezetőképesség függése

Ahhoz, hogy eldöntsük nagyságrendileg melyik anizotrópia a reálisabb elég lenne megnézni a szelvény közepén 100-150 km-es szelvény menti távolságban elhelyezkedő alsó-pleisztocén rétegre jellemző vízkorokat. A 18. ábra alapján 10^3 -os anizotrópia esetén a 120-150 km-es szelvény menti távolságban 35-40 ezer éves vizek vannak, míg 10^4 -es anizotrópia esetén 70 ezer év, vagy annál több idő is kell a víznek ezen térség eléréséhez (19. ábra).

Viszont, hogy a vízkorokhoz melyik eset eredményei idomulnak jobban, érdemes megnézni a számított értékek alapján a szelvény teljes hosszában a vízkorok lefutását. Ezt a következő 21. ábrán a 5.4. fejezetben bemutatott két különböző izotópos kormeghatározás alapján kapott korokhoz viszonyítva be is mutatom. Az ábrákon kérdőjellel jelölt szakaszok azokat a régiókat jelentik, ahol a modell alapján nem tudunk vízkort megadni, mivel ilyen

anizotrópiák esetén ezt a szelvény menti távolságot az alsó-pleisztocén rétegben nem érinti az áramlás.

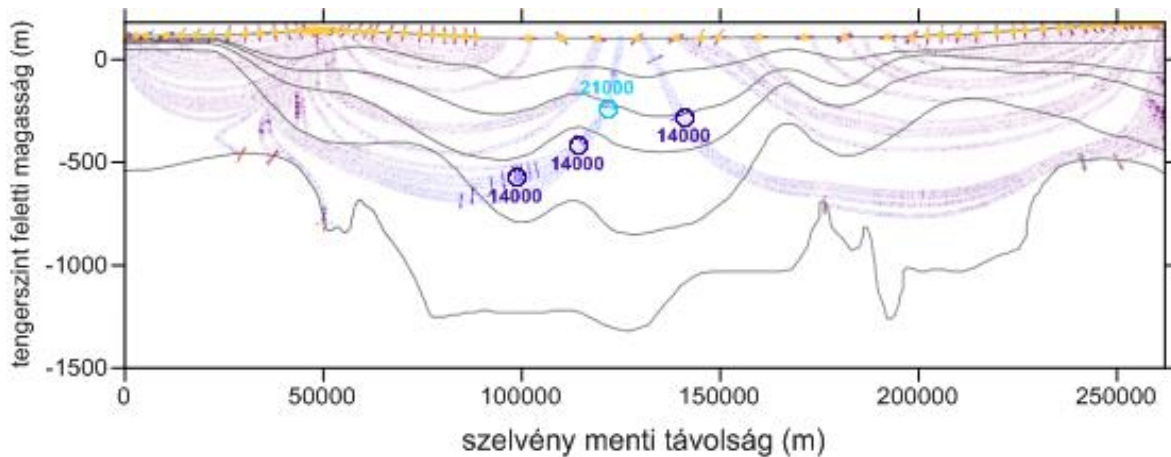


19. ábra: A számított szelvény menti vízkorok

Az előbbi 21. ábráról az látszik, hogy 10^3 -os anizotrópia esetén a távolság - kor görbe értékei nagyjából beleesnek az izotópos korok tartományába, amelyek az Alföldön maximum 50 ezer éves vizeket mutatnak, valamint, hogy a $\delta^{18}\text{O}$ alapján kapott értékek lefutásához hasonlítanak jobban. A 10^4 -es anizotrópiával kapott korok is a $\delta^{18}\text{O}$ alapján kapott görbe alakját közelítik jobban. A 70 ezer éves, vagy a középső szakaszon ennél is idősebb vizeket valószínűsítve viszont azt mondhatjuk, hogy ez az eset túlzottan nagy vízkorokat ad. Ennek ellenére a 10^4 -es anizotrópia még nem elvetendő, mivel a vízvezetőképesség növelésével a korokat csökkenteni lehet.

Ha 10^4 -es anizotrópia esetén megnöveljük a vízvezetőképességet egy nagyságrenddel, már túlzottan fiatal, mindössze 14-21 ezer éves vizeket kapunk az Alföld közepén (22. ábra).

De kisebb mértékű vezetőképesség növeléssel elképzelhető a 10^3 -os anizotrópiával kapott adatokhoz hasonló jobb közelítés.



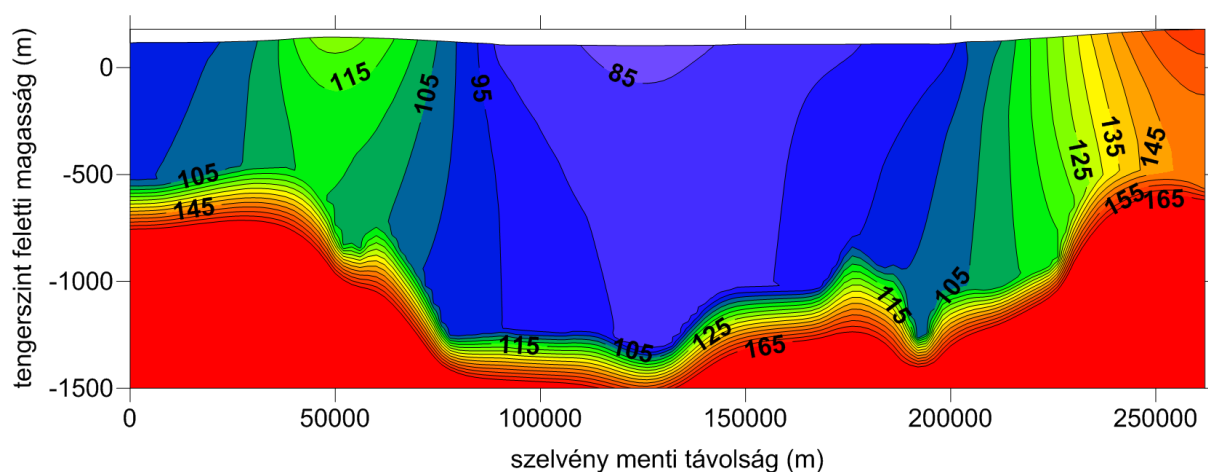
20. ábra: Az áramlási nyomvonalak, $\varepsilon=10^4$, $K=10^{-3}$ m/s esetén

Az eddig leírtak alapján a program által számolt vízkorokat az izotópos vízkor-meghatározással összevetve kijelenthető hogy nagyságrendileg a 10^4 - 10^3 -os anizotrópiával és 10^{-4} m/s-os vagy ennél egy kicsit nagyobb vezetőképességgel jellemzett homogén hidrodinamikai modell közelíti legjobban a valóságot.

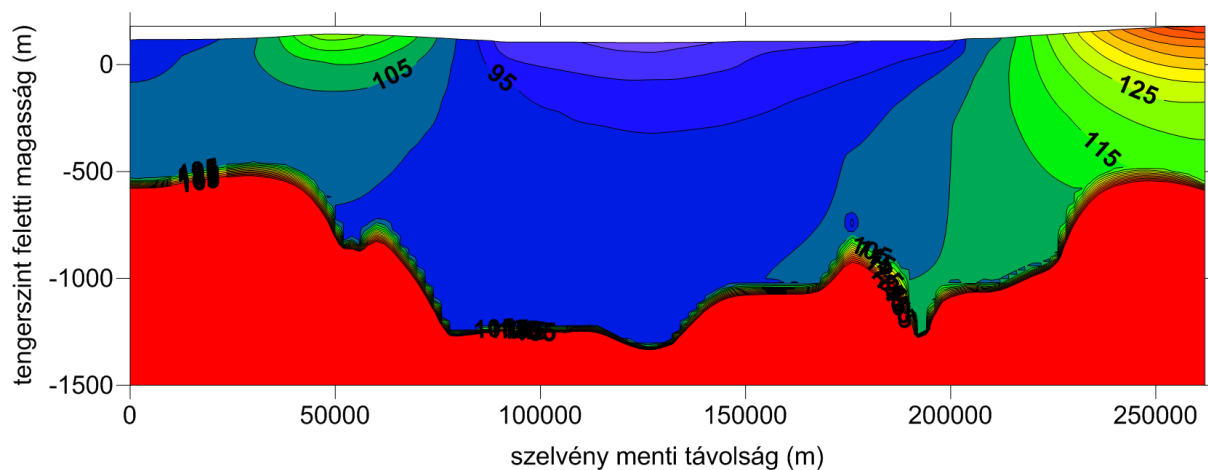
6.2.5. A túlnyomásos zónák hatása

Az Alföld alatti mélyebb régiókban a növekvő litosztatikusság nyomás következményeként túlnyomásos zónák jönnek létre (Tóth és Almási, 2001). A túlnyomás hatására a mélyebb rétegekben található vizek lassan felfelé áramlanak. Ezt a felfelé áramlást a modellezés során a modell alján enyhe felfelé irányuló vertikális áramlási fluxust határfeltételként megadva vihetjük be a rendszerbe. Így, vizsgáltam, hogy a modellre számolt fluxusokkal összeegyeztethető nagyságrendű, 10^{-12} m/s-os vertikális fluxust megadva hogyan változik a hidraulikus emelkedési magasságok eloszlása. Ezt a következő 23-24. ábrák mutatják be.

Látható, hogy a bemenő fluxusok által a kis vezetőképességű alsó-pannon rétegben növekednek meg jelentősen a hidraulikus emelkedési magasságok. 10^3 anizotrópia esetén a szelvény alján a 380 m-t 10^4 anizotrópia mellett az 1500 m-t is elérhetik. Eközben a felsőbb rétegekre jellemző hidraulikus emelkedési magasságok eloszlása a bemenő fluxus hatására alig változik. Vagyis, az ezekből számolt Darcy-sebességek sem módosulnak jelentősen, így továbbra is van létjogosultsága a 10^3 - 10^4 anizotrópia jelenlétének.

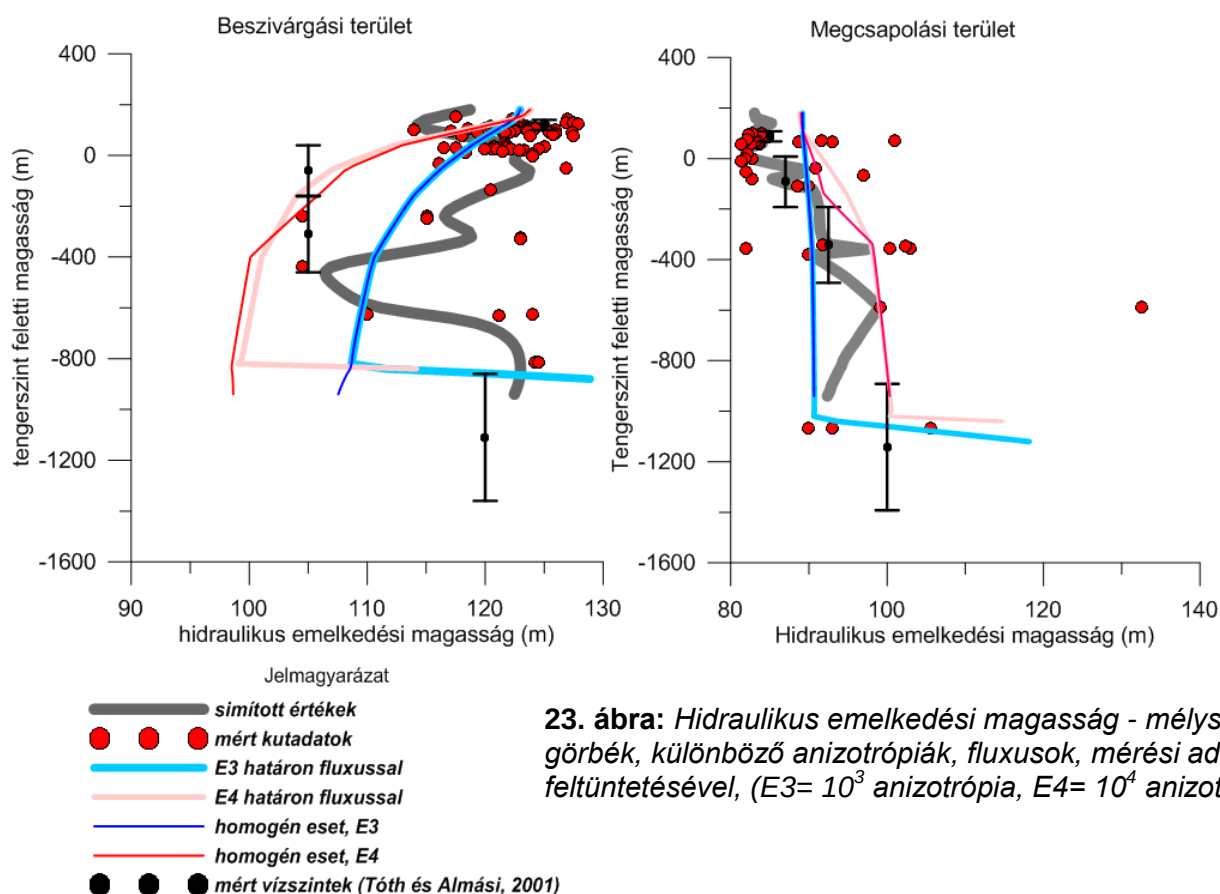


21. ábra: A hidraulikus emelkedési magasságok túlnyomásos zónák figyelembevételével 10^3 anizotrópia mellett



22. ábra: A hidraulikus emelkedési magasságok eloszlása túlnyomásos zónák figyelembevételével, 10^4 anizotrópia mellett

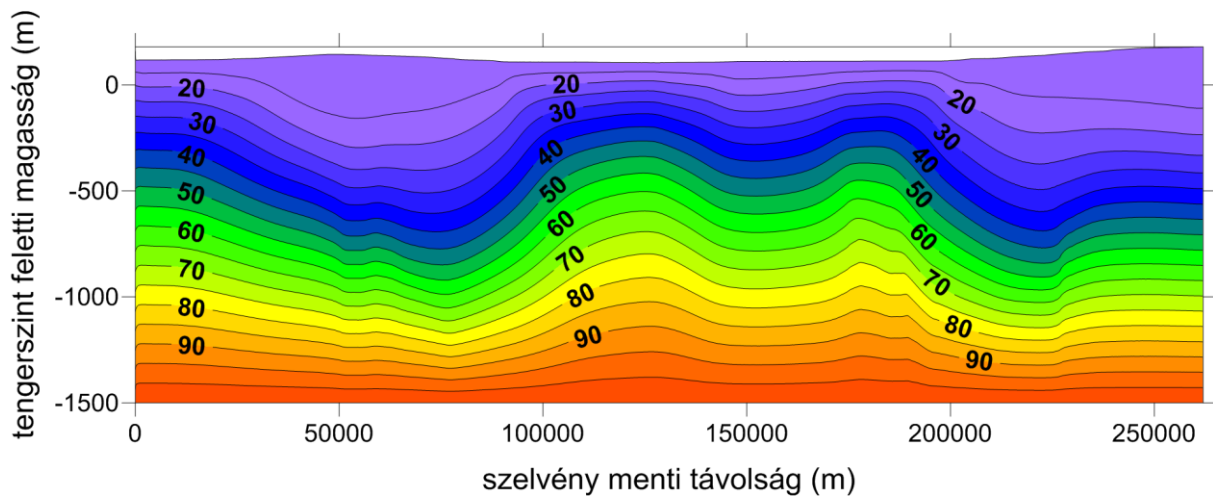
Különböző szelvény menti távolságokban, egy-egy beszivárgási és megcsapolási területen megvizsgáltam a hidraulikus emelkedési magasság-mélység függvényét a két valószínűsített anizotrópiával, valamint beáramlási fluxus megadása mellett is. Ezeket az eredményeket összevetettem a mért kútdatok értékeivel, valamint Tóth és Almási (Tóth és Almási, 2001) által szerkesztett, méréseken alapuló hidraulikus emelkedési magasság térképek adataival is. Az ezen eredmények közötti kapcsolatokat mutatja be a következő 25. ábra.



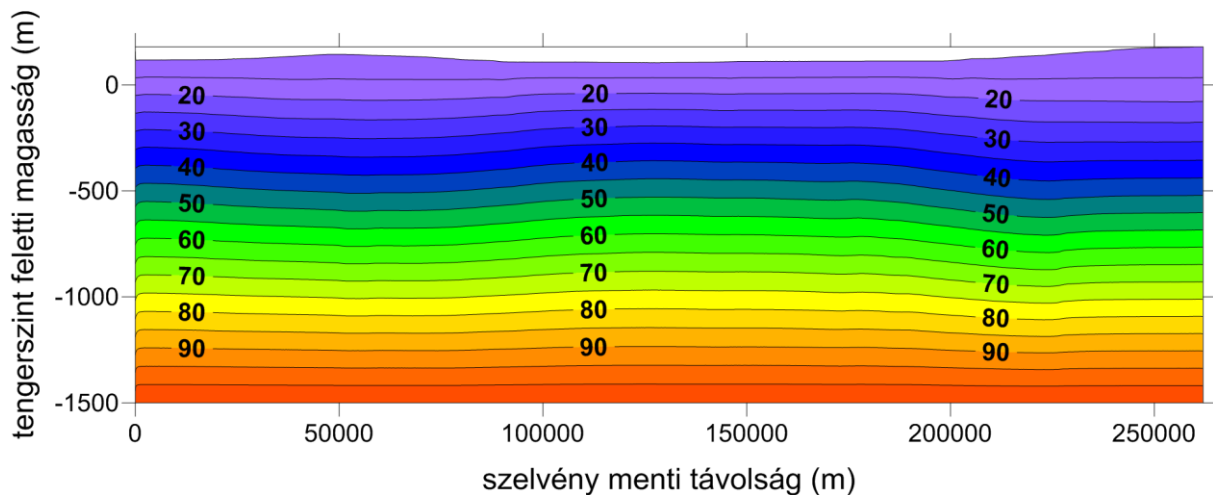
A 25. ábra alapján világosan látszik, hogy a bemenő fluxusok valóban nem befolyásolják jelentősen a hidraulikus emelkedési magasságok eloszlását, csupán a túlnyomásos alsó-pannon rétegben növekszik meg jelentősen a hidraulikus emelkedési magasság. Az itt mért magas értékeket 10^{-12} m/s beáramlási fluxus előírásával sikerült előállítani.

6.2.5. Hőtranszport számítás homogén anizotróp közegben

A modell további ellenőrzését teszi lehetővé, ha megnézzük, hogy a legjobbnak választott hidrodinamikai modelleken végzett hőtranszport számítások összevetjük a mért értékkel. Ennek megfelelően 10^3 és 10^4 -es anizotrópiával és 10^{-4} m/s-os vízvezetőképességgel modelleztem a hőmérséklet-eloszlásokat, a 2.2.2. fejezetben leírt határfeltételek mellett. Továbbá az egyik modellen megnéztem hogyan változik a hőmérséklet-eloszlás, illetve az áramlási nyomvonalak és vízkorok, ha sűrűség vagy a viszkozitás a hőmérséklet függvényében változnak.



24. ábra: A számolt hőmérséklet-eloszlás (a viszkozitás és sűrűség állandó); $K=10^{-4}$, $\varepsilon=10^3$



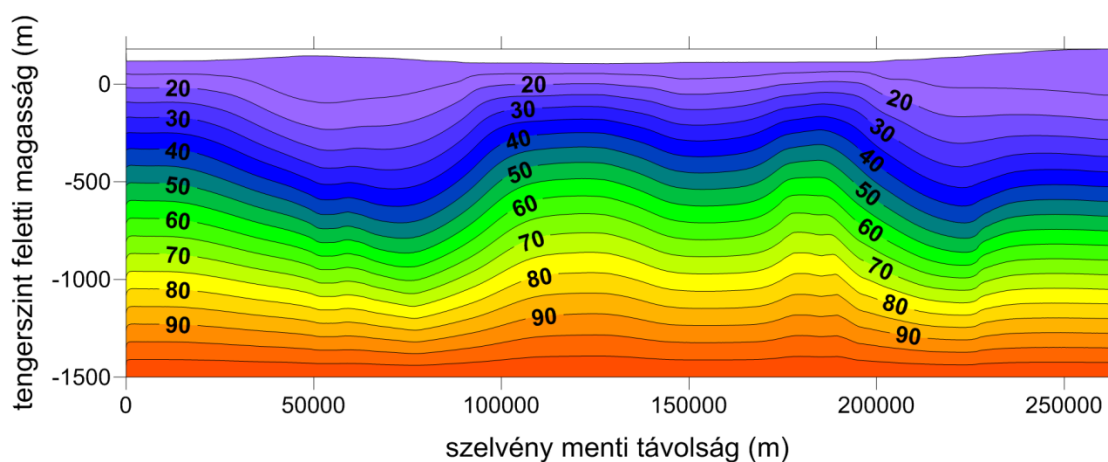
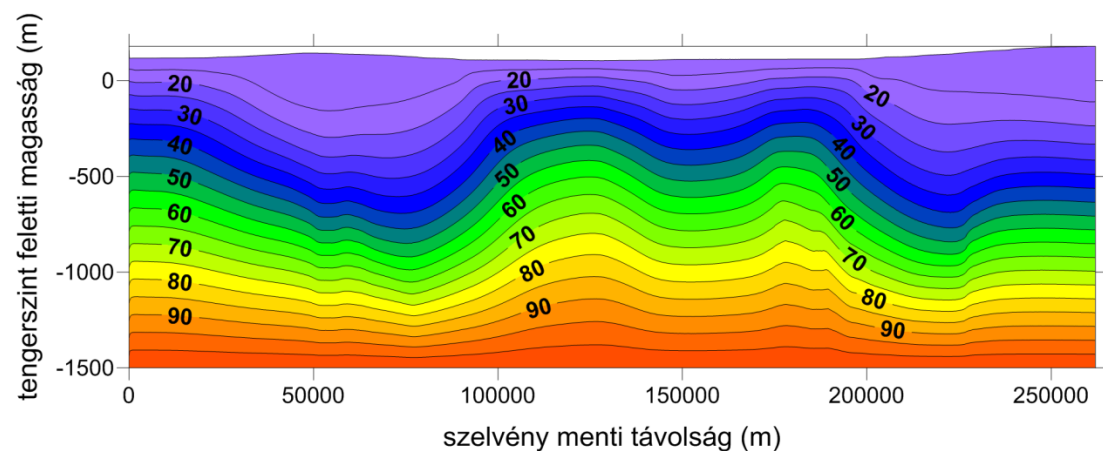
25. ábra: A számolt hőmérséklet-eloszlás (a viszkozitás és sűrűség állandó); $K=10^{-4}$, $\varepsilon=10^4$

A kapott hőmérsékleteloszlásokat (26. és 27. ábrák) összehasonlítva a mért értékekkel arra a következtetésre jutunk, hogy az $\varepsilon=10^4$ -es anizotrópiával kapott izotermák szinte vízszintesen, egymással párhuzamosan futnak, a 10^3 -os anizotrópiával számoltak pedig a mért értékekhez képest nagyobb ingadozást mutatnak. Mégis, mivel a mért adatok alapján szerkesztett kép (6. ábra) hőmérséklet eloszlása nem egyenletes, így a 10^3 -os anizotrópiát fogadom el jobb közelítésnek. Így a hőmérsékletfüggő paraméterek hatásait is ezen a modellen figyelem meg.

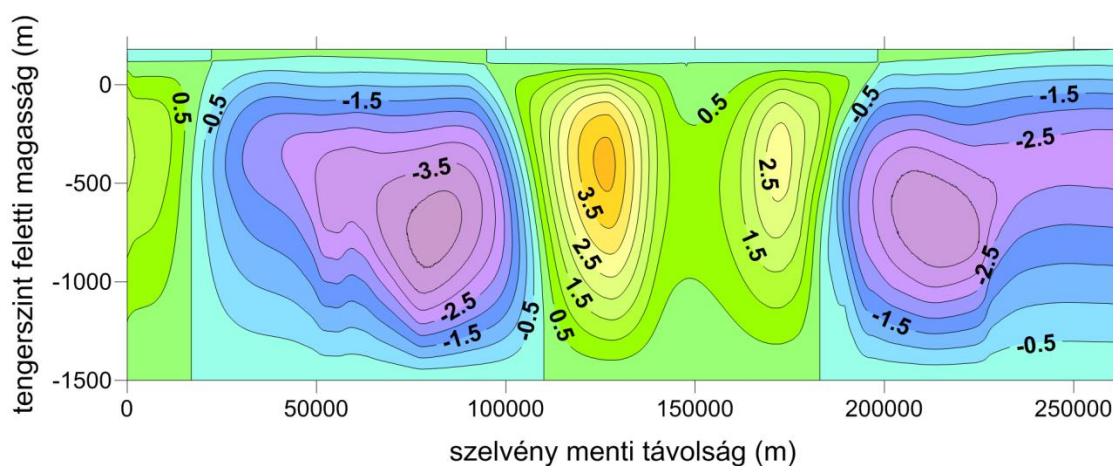
6.2.6. A viszkozitás és sűrűség hőmérsékletfüggésének vizsgálata

A (2) egyenlet alapján a viszkozitás és sűrűség hőmérséklet szerinti változása is befolyásolhatja az áramlás végbemenetelét. Először a viszkozitás hőmérséklet függésének

hatását vizsgálom a $K=10^{-4}$ m/s vezetőképességű, $\varepsilon=10^3$ anizotrópiájú hidrodinamikai modellt alapul véve.



26. ábra: A számolt hőmérséklet-eloszlások(°C), állandó viszkozitás (felül) és változó viszkozitás (alul) esetén



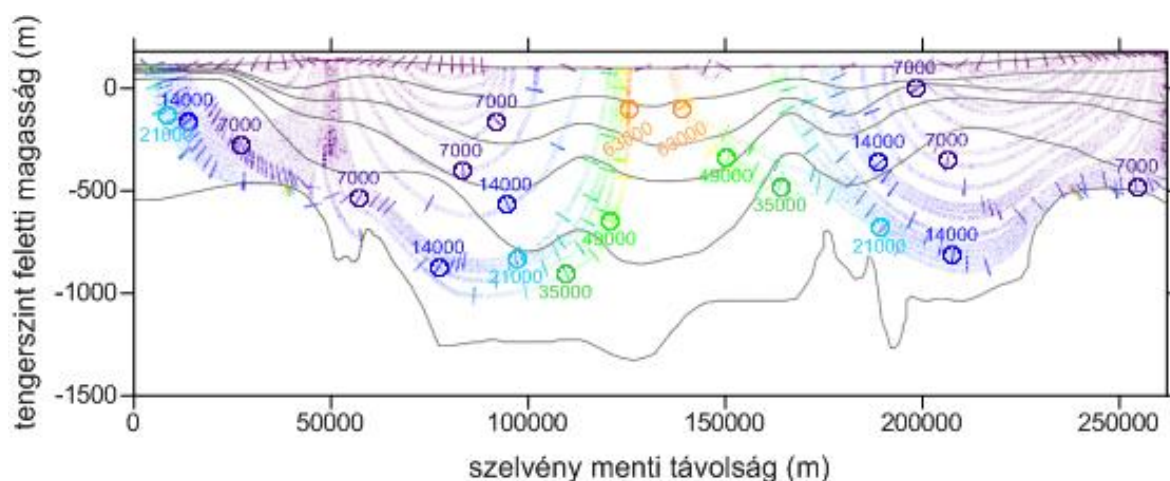
27. ábra: Az állandó és változó viszkozitással számolt hőmérséklet-eloszlások különbsége

Változó viszkozitás esetén a különbséget ábrázoló 28. ábra alapján, a szelvény 100-175 km-es távolságában a hőmérsékleti értékek 0,5-3,5 °C-kal lecsökkennek, az ezt a térrészt

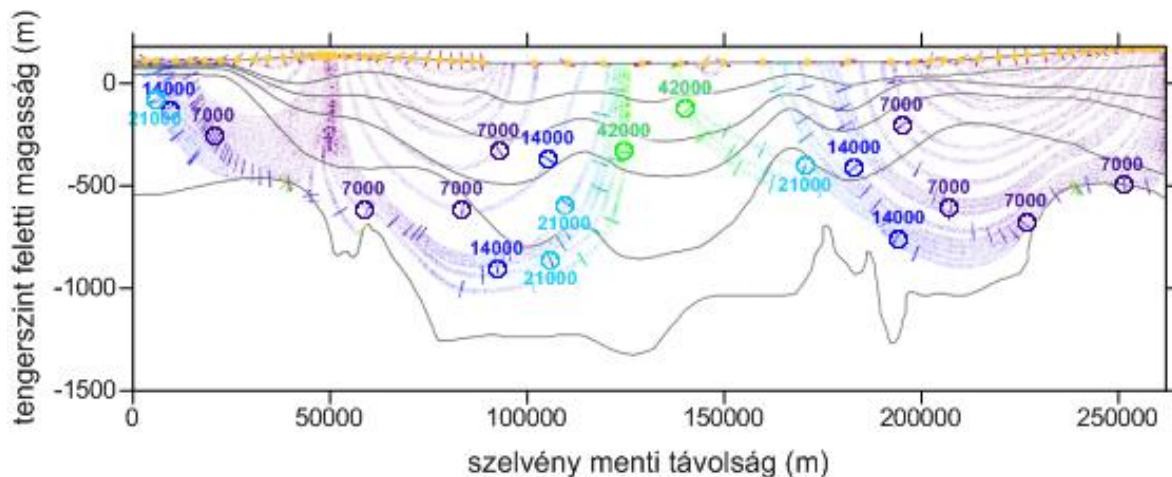
körülölelő, 50-100 illetve 175-225 km-es távolságban lévő régióban pedig 0,5-3,5 °C-kal megnövekednek az állandó viszkozitás esetéhez képest. Vagyis az izotermák kevésbé sűrűsödnek a le- és feláramlási zónákban, a vízáramlás hőmérséklet-eloszlást módosító hatása kevésbé érvényesül. A 28. és 29. ábra alapján azt mondhatjuk, hogy a viszkozitás hőmérsékletfüggése nem befolyásolja érdemben a hőmérséklet-eloszlást.

A sűrűség hőmérséklet függvényében való változása még kevésbé befolyásolja a hőmérséklet-eloszlást a szelvény mentén, ezért ebben az esetben nem kerül sor külön ábrán a hőmérséklet-eloszlás bemutatására.

A hőmérséklet függvényében változó viszkozitás, illetve sűrűség nem a hőmérséklet-eloszlásra, hanem az áramlás sebességére van nagyobb hatással. Mindkét esetben megnőnek a vízkorok az alsó-pleisztocén rétegben a szelvény középső szakaszán. Előbbi esetben 35-40 ezer évről 49-56 ezer évre, utóbbi esetben pedig 42-49 ezer évre. Ez a következő 30. és 31. ábrákon látható. Vagyis a hőmérséklet függvényében változó sűrűség és viszkozitás lassítja a víz- és hőáramlást.



30. ábra: A vízkorok alakulása a viszkozitás hőmérséklet-függésének figyelembevételével

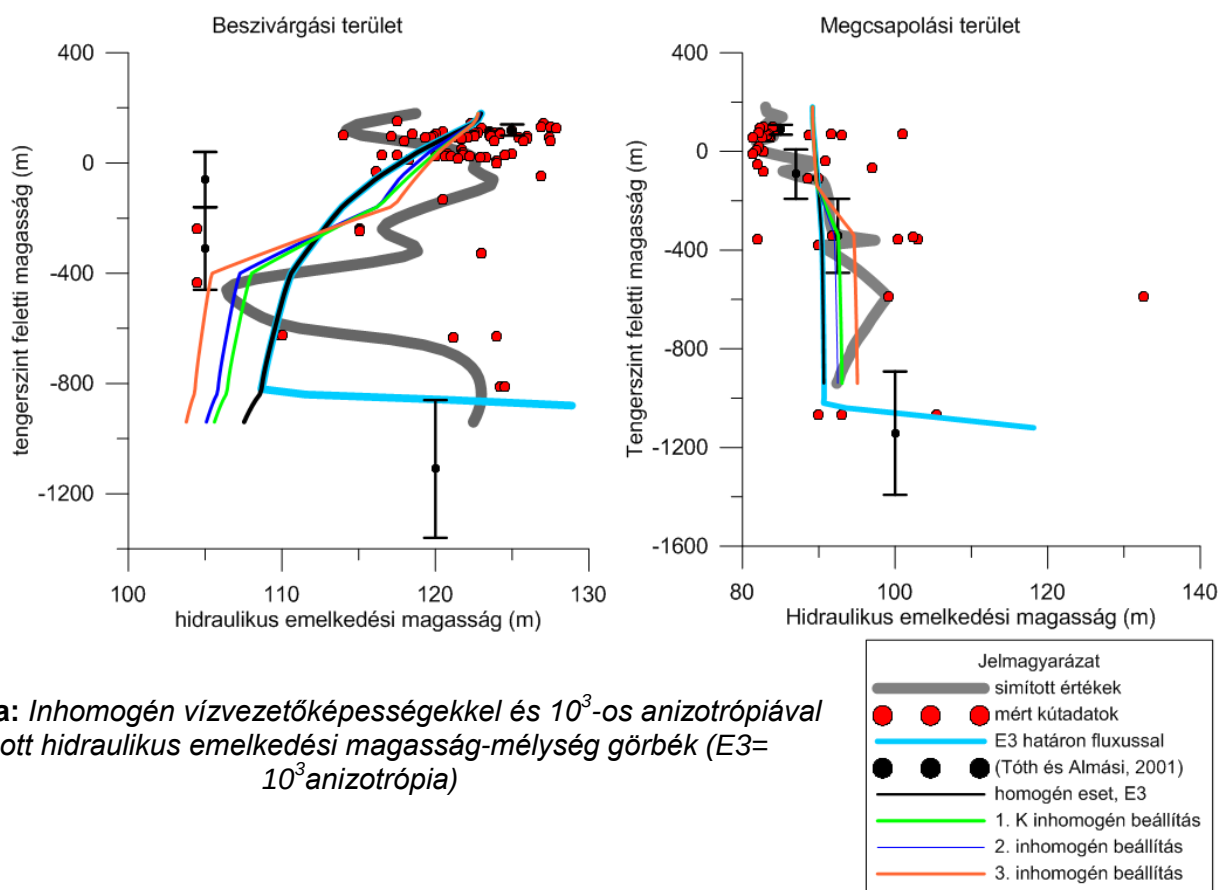


28. ábra: A vízkorok alakulása a sűrűség hőmérséklet-függésének figyelembevételével

6.3. Illesztés inhomogén, anizotróp közegen végzett számításokra

6.3.1. Különböző vezetőképességű rétegek

A modell további pontosítását teszi lehetővé az, hogy az egyes rétegekre különböző vízvezetőképesség értékeke adhatók meg. Ezért az előzőekben nagyságrendileg elfogadott érték és az egyes rétegek egymáshoz képesti relatív vízvezetőképességét figyelembe véve kissé módosítom a közeg vezetőképességeit. Ennek hatását három különböző paraméter együttes mellett mutatom be először 10^3 majd 10^4 anizotrópiájú téren, egy beszivárgási és egy megcsapolási területen. A vizsgálat során feltüntetem az adott területeken kutakban mért értékeket is.

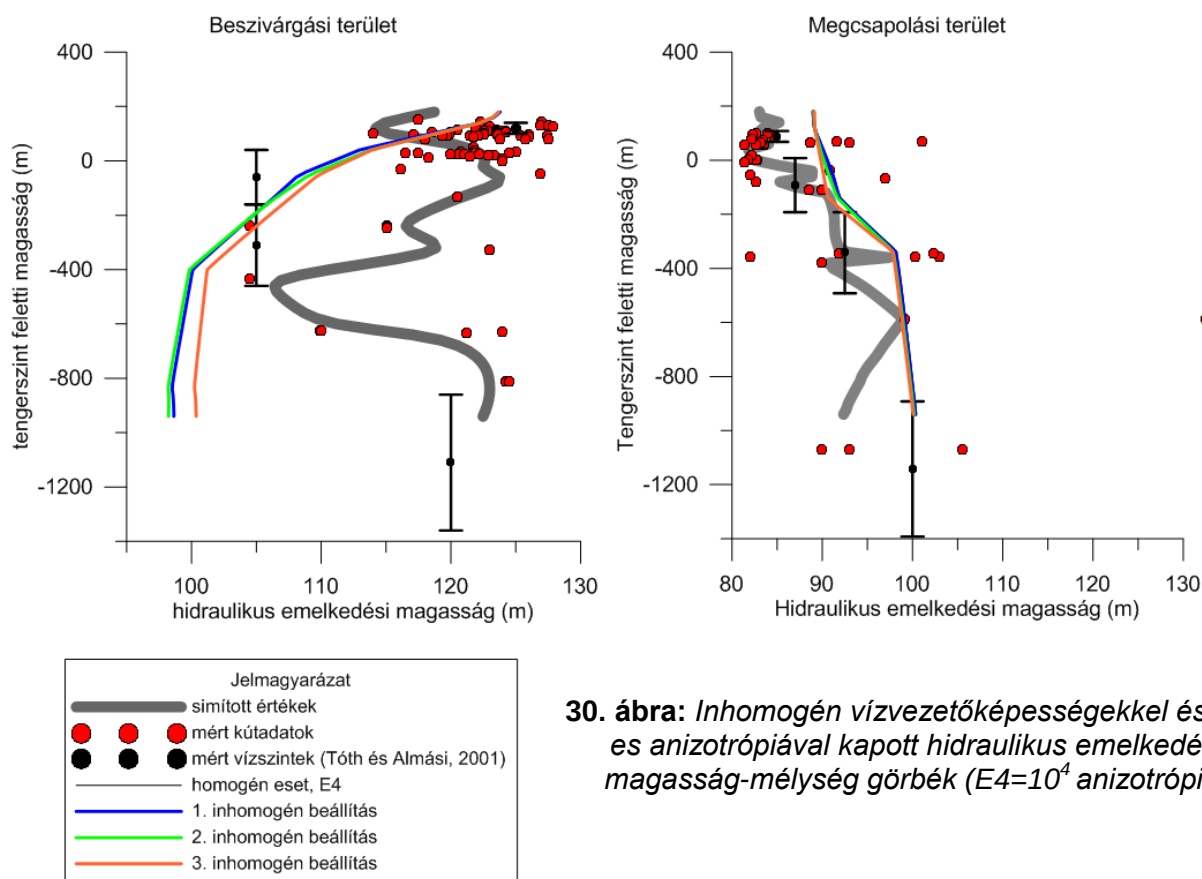


29. ábra: Inhomogén vízvezetőképességekkel és 10^3 -os anizotrópiával kapott hidraulikus emelkedési magasság-mélység görbék ($E3=10^3$ anizotrópia)

	K (1. réteg)	K (2. réteg)	K (3. réteg)	K (4. réteg)	K (5. réteg)	K (6. réteg)
homogén közeg	10^{-4}					
1.inhomogén beállítás	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	$2 \cdot 10^{-5}$	10^{-4}	10^{-8}
2.inhomogén beállítás	10^{-4}	$8 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$	10^{-8}
3.inhomogén beállítás	10^{-4}	$9 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	10^{-5}	$9 \cdot 10^{-5}$	10^{-8}

3. táblázat: Az egyes inhomogén vízvezetőképesség beállítások értékei (a rétegek felülről lefelé értendőek)

Az előző 32. ábra alapján látható, hogy a mért vízszintadatok eléggé szórnak, ám a simított adatokból kirajzolódó görbe meredekségéhez lehet a számított görbéket közelíteni. Alapvetően azonban kivehetők a várt beszivárgási vagy megcsapolási zónára jellemző mélységgel csökkenő vagy növekedő hidraulikus emelkedési magasságok. A különböző inhomogén felállások közül a 10^3 anizotrópiával számolt, harmadik inhomogén beállítás adja a beszivárgási területen mért adatokhoz képest legjobb közelítést. A megcsapolási zónában az eltérő vízvezetőképesség beállítások alig befolyásolják a görbék meredekségét.



30. ábra: Inhomogén vízvezetőképességekkel és 10^4 -es anizotrópiával kapott hidraulikus emelkedési magasság-mélység görbék ($E_4=10^4$ anizotrópia)

A 33. ábra alapján megállapítható, hogy 10^4 -es anizotrópiával számolva a hidraulikus emelkedési magasságok a beszivárgási területen kisebbek, a megcsapolási területen pedig nagyobbak lesznek a kívátnál.

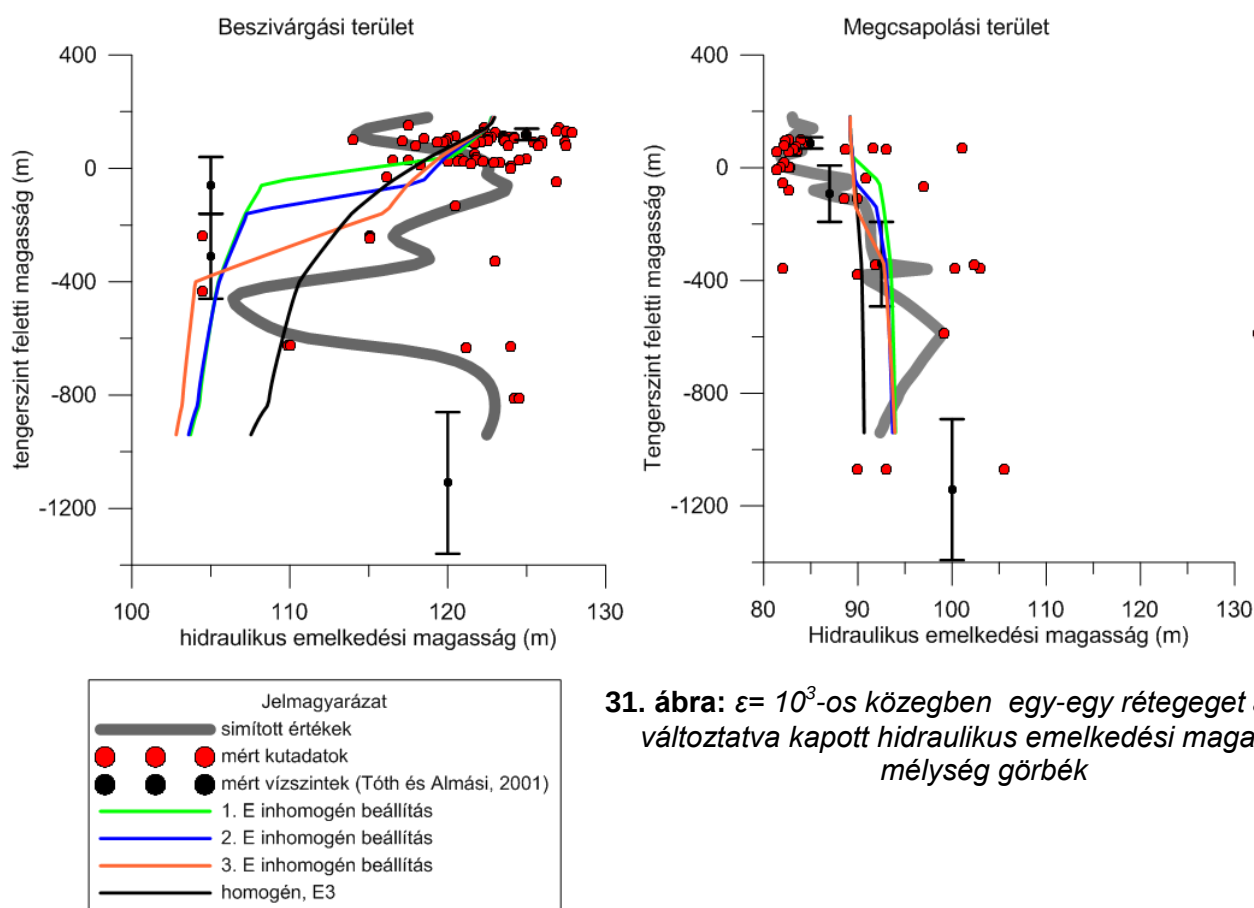
6.3.2. Különböző anizotrópiájú rétegek

Tekintve, hogy a rétegeket különböző vízvezetőképesség értékekkel számolva az eredmények nem sokban különböznek egymástól, így arra is végeztem számításokat, hogy mi történik ha egy-egy réteget a környezetétől eltérő anizotrópiával adunk meg. Először 10^3 anizotrópiájú térben változtattam egy-egy közegre. Az így próbált anizotrópia felállásokat a következő 4. táblázat foglalja össze.

Az ezekkel számolt hidraulikus emelkedési magasságok megfigyelési területeken való eloszlását pedig az ezt követő 34. ábra foglalja össze.

	ε (1. réteg)	ε (2. réteg)	ε (3. réteg)	ε (4. réteg)	ε (5. réteg)	ε (6. réteg)
homogén közeg	10^3					
1.inhomogén beállítás	10^3	10^4	10^3			
2.inhomogén beállítás	10^3		10^4	10^3		
3.inhomogén beállítás	10^3			10^4	10^3	

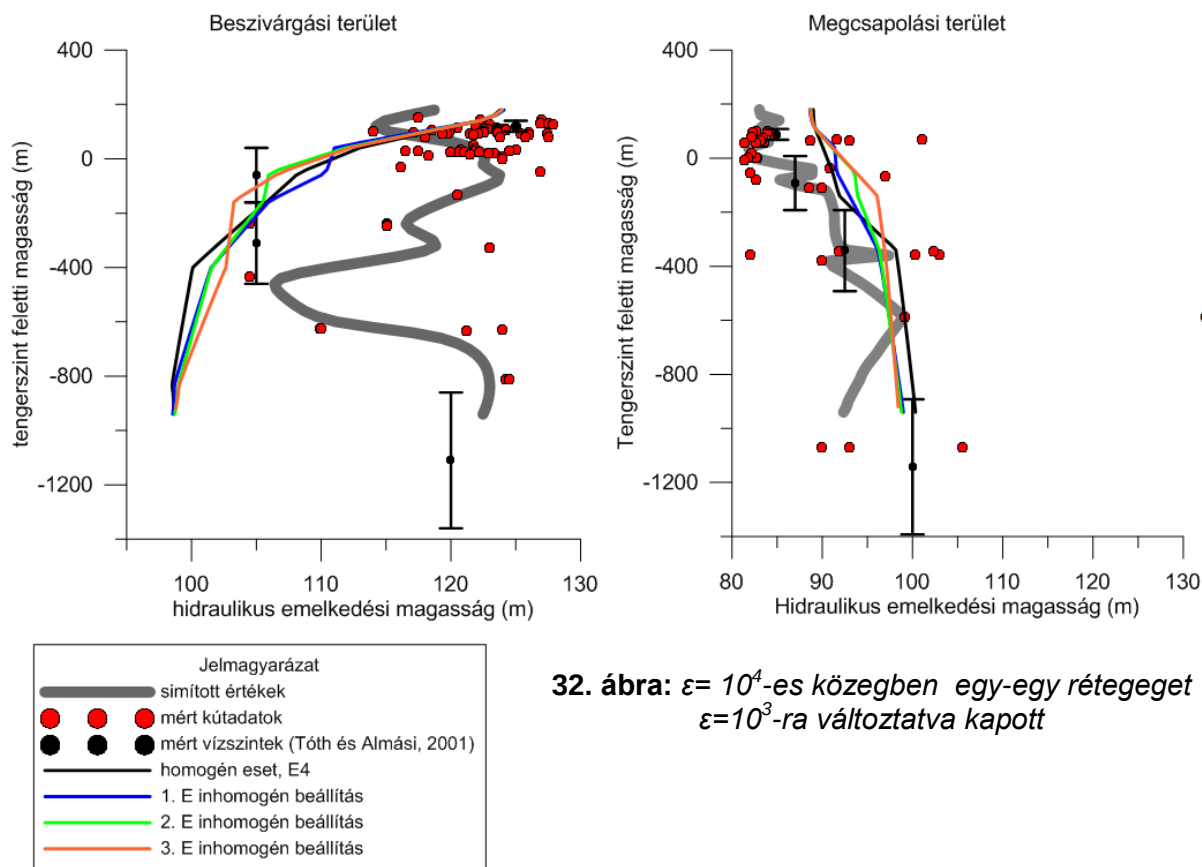
4. táblázat: Anizotrópia értékek 10^3 anizotrópiájú közegben egy-egy réteget paraméterének megváltoztatásával (a rétegek felülről lefelé értendők)



31. ábra: $\varepsilon = 10^3$ -os közegben egy-egy réteget $\varepsilon=10^4$ -re változtatva kapott hidraulikus emelkedési magasság-mélység görbék

A 34. ábra alapján elmondható, hogy egy nagyobb anizotrópiájú réteg beiktatásával a hidraulikus emelkedési magasság görbék meredeksége az adott rétegig megugrik a beszivárgási zónában. Ez a hatás a megcsapolási zónában is érzékelhető de kevésbé tér el a homogén téren számolt értékekhez képest. A mért adatokhoz való legjobb közelítést a próbált esetek közül a 4. rétegben való megnövekedett anizotrópiával kapjuk, ekkor a görbe meredeksége nagyjából közelíti a simított értékek meredekségét.

Ezek után 10^4 anizotrópiájú térben is hasonló módosításokat végeztem. Most egy-egy réteg anizotrópiájának megváltoztatásával. Az így próbált paraméter együtteseket a 5. táblázat illetve velük számolt hidraulikus emelkedési magasságokat pedig a 35. ábra mutatja be.



32. ábra: $\varepsilon = 10^4$ -es közegben egy-egy réteget $\varepsilon = 10^3$ -ra változtatva kapott

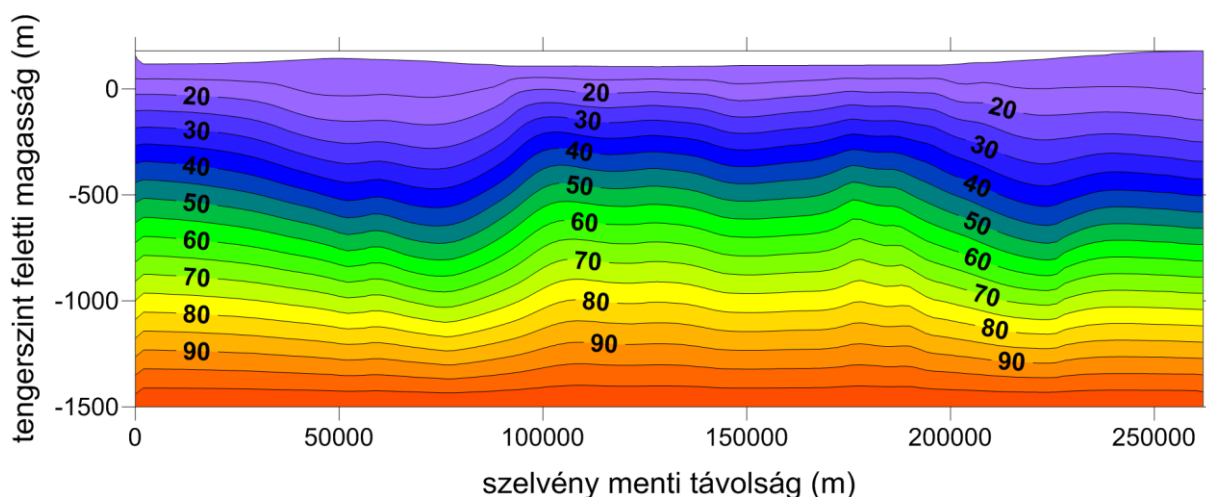
	ε (1. réteg)	ε (2. réteg)	ε (3. réteg)	ε (4. réteg)	ε (5. réteg)	ε (6. réteg)
homogén közeg	10^4					
1.inhomogén beállítás	10^4	10^3	10^4			
2.inhomogén beállítás	10^4		10^3	10^4		
3.inhomogén beállítás	10^4			10^3	10^4	

5. táblázat: Anizotrópia értékek 10^4 anizotrópiájú közegben egy-egy réteget paraméterének megváltoztatásával (a rétegek felülről lefelé értendők)

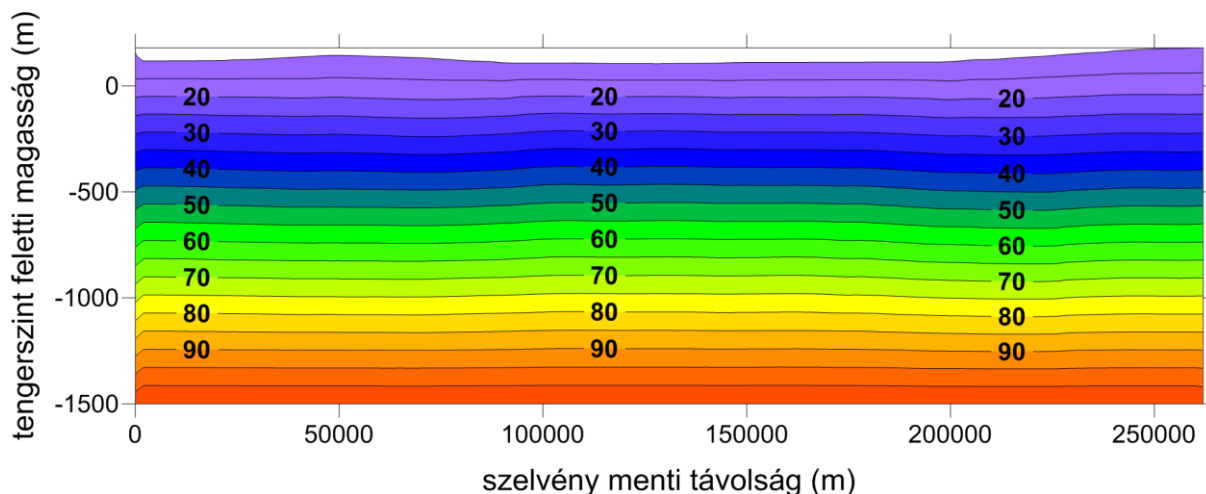
Ismét az állapítható meg, hogy alapvetően 10^4 anizotrópiájú közegben a számolt értékek nem közelítik annyira a mérteteket, mint 10^3 érték mellett.

6.3.3. Hőmérséklet-eloszlások inhomogén anizotróp közegben

Mivel a dolgozat célja hőtranszport folyamatok vizsgálata így célszerű egy-egy inhomogén 10^3 valamint 10^4 anizotrópiával rendelkező térben számolt hőmérséklet-eloszlásokat a mért értékekből szerkesztett képpel összehasonlítani. Az inhomogenitást az egyes rétegek eltérő vízvezető képessége jelenti, ezek közül is a 6.3.1. fejezet a legjobbnak megítélt 3. inhomogén beállítása adja (3. táblázat). Az így kapott hőmérséklet-eloszlásokat a 36. és 37. ábra szemlélteti.



33. ábra: Inhomogén $\varepsilon = 10^3$ -os tér hőmérséklet-eloszlása ($^{\circ}\text{C}$)



34. ábra: Inhomogén $\varepsilon = 10^4$ -es tér hőmérséklet-eloszlása ($^{\circ}\text{C}$)

Az ábrák alapján kijelenthető, hogy az inhomogenitás hőmérsékletekre való hatása 10^3 anizotrópia esetén jelenik meg erőteljesebben. Akkor az izovonalak hullámsága szemmel láthatóan mérséklődik, a mért értékekből nyert képhez kezd hasonlítani. Emellett 10^4

anizotrópia esetén is a homogénhez képest simább lesz az izovonalak lefutása, ebben az esetben azonban ezzel nem közelítünk a várt képhez.

6.4. Konklúziók

A vizsgált paraméterek (hidraulikus emelkedési magasságok, anizotrópia, viszkozitás és sűrűség) hatása, a hidraulikus gradiensek, áramlási útvonalak, vízkorok és közvetve az áramlási sebességek alakulásában megfigyelhető.

A megfigyelt hatásokból a következő általános kapcsolatok írhatók le: Az (1) Darcy-egyenlet alapján egyedül a Darcy-fluxus az, ami a vezetőképességek változtatásának hatására jelentősebben változni fog. Ez pedig a vízkorokat fogja befolyásolni. Nagyobb vagy kisebb vezetőképesség hatására tehát mindössze a Darcy-fluxusok, ennek következtében pedig a szelvény menti vízkorok csökkennek le, illetve nőnek meg. Az áramlási nyomvonalak a vízvezetőképesség hatására nem változnak.

Az anizotrópia az, ami a hidraulikus emelkedési magasságokat és hidraulikus emelkedési gradienseket, és ezeknek következtében az áramlási útvonalakat jelentősen meghatározza. Ugyanúgy, mint a vezetőképességnek, hatása van az áramlási sebességek és vízkorok alakulására is.

A vízáramlás paraméterei jól láthatóan befolyásolják a felszín alatti térrész hőmérséklet- eloszlását.

A számolt hőmérséklet eloszlások közül az inhomogén téren végzett számítások eredménye lehet hasonlatos a valósággal, a közeg 10^3 anizotrópiája esetén. A hőmérsékletfüggő paraméterekkel végzett számítások alapján megállapítható, hogy a sűrűség és viszkozitás hőmérséklet-függése csak kis mértékben befolyásolja a hőtranszportot. A vízáramlást a hőmérséklettel változó sűrűség és viszkozitás lassítja, a viszkozitás jelentősebben mint a sűrűség.

A dolgozatban leírt megfigyelések alapján a közeg anizotrópiájának értéke nagyságrendileg kikövetkeztethető. A lehetséges jó nagyságrendek összehasonlításához a megfigyelések eredményét egy összefoglaló táblázatba gyűjtöttem (6. táblázat).

		$\varepsilon = 10^3$	$\varepsilon = 10^4$
Homogén eset	mért vízszintek	x	
	hidraulikus gradiensek		x
	vízkorok	x	
	hőmérsékletek		x
Inhomogén eset	mért vízszintek	x	
	hőmérsékletek	x	

6. táblázat: A különböző illesztési szempontok és az anizotrópiák elfogadhatósága (x-melyik érték fogadható el adott szempontot figyelembe véve)

Az 6. táblázat alapján mondható, hogy néhány szempont alapján (hidraulikus gradienseket és homogén esetben a hőmérsékletek eloszlása) a valóságot a 10^4 -es anizotrópia közelíti jobban, ám inhomogén esetben a hőmérséklet-eloszlás is a 10^3 értéket erősíti. Vagyis összességében a közeg anizotrópiája regionális méretekre számolva 10^3 -hoz kell közelebb eszen.

A dolgozatban használt átlagos 10^{-4} m/s vízvezetőképesség a számításokat előzetes tanulmányokkal összehasonlítva ez az érték nagyságrendileg elfogadhatónak bizonyul (7. táblázat). Pontosabb értéket a vízkorok részletesebb ismeretében készült vízkoreloszlás görbékre való illesztéssel lehetne meghatározni. A vízvezetőképesség lényeges hatása ugyanis a vízkoreloszlásokban jelentkezik.

	Vízvezetőképességek (m/s)			
	(Deák, 2006)	(Galsa, 1997)	(Mádlné Szőnyi és Tóth, 2009)	jelen tanulmány
K_{zz} (m/s)	$7 \cdot 10^{-6}$	$10^{-8} - 10^{-9}$	10^{-5}	$10^{-7} - 10^{-8}$
K_{xx} (m/s)	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$10^{-4} - 10^{-5}$		$10^{-3} - 10^{-4}$

7. táblázat: A jelen tanulmányban kapott vízvezetőképesség összehasonlítása korábbi tanulmányok adataival

Összességében elmondható, hogy reprodukálni lehetett a különböző mért paramétereket és a vizsgált paraméter együttesek közül a vízvezetőképességek 3. inhomogén beállításával ($K_1=10^{-4}$ m/s, $K_2=9 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K_3=6 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K_4=10^{-5}$ m/s, $K_5=9 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K_6=10^{-8}$ m/s) és 10^3 anizotrópiával kapunk a valósághoz legközelebbi megoldást.

7. Összegzés

7.1. A TDK dolgozat összefoglalása

Dolgozatom célja az volt, hogy egy alföldi szelvény mentén vizsgáljam a felszín alatti vízáramlások hőtranszport folyamatokat is befolyásoló paramétereinek hatásait, majd a megfigyelések alapján igyekezzek a paraméterekre minél jobb becslést tenni.

Ehhez a Feflow szoftverben hoztam létre egy modellt, amelyre különböző paraméter értékek megadása mellett számoltam a szelvény menti hidraulikus emelkedési magasság eloszlásokat, áramvonalakt és vízkorokat, valamint a hőtranszport számítások bekapcsolásával a hőmérséklet eloszlást. Az eredményeket grafikusán mért értékekkel összehasonlítva igyekeztem a vízvezetőképességre és anizotrópiára vonatkozóan megállapításokat tenni, amelyek alapján közelíthettem a valós értékekhez.

A különböző paraméter összeállítások mellett számolt eredmények alapján kiderült, hogy két különböző nagyságrendű anizotrópia valószínűsíthető. Az ezekkel számolt eredményeket a különböző előzetes ismeretekkel való összehasonlítás alapján (6. táblázat) az volt megállapítható, hogy 10^3 nagyságrendű anizotrópia jellemzi regionális mértékben az Alföldi üledékes összleteket. Ezzel együtt a rétegekre különböző, átlagosan 10^{-4} m/s vezetőképességeket megadva kaptam a vizsgált esetekből a valósághoz legközelebb eső megoldást.

7.2. A modell fejlesztésének lehetőségei

Természetesen számtalan pontatlanság adódhat az eddig még figyelembe nem vett tényezőkből, például abból, hogy a modell 2D-s, így a szelvényre merőleges áramlást nem vettük figyelembe. Érdekes lenne a modellt három dimenzióra kiterjeszteni és az Alföld egészére vagy legalábbis a szelvény valamekkora horizontális kiterjesztésében vizsgálni a felszín alatti vízáramlás változásait.

Az is befolyásolja az áramlás végbemenetelét, hogy ugyan a határok megválasztása beszivárgási, illetve megcsapolási zóna határán történt, az üledékes rétegek K-en és Ny-on folytatódhatnak, sőt valahol felszínre is kerülhetnek. Ennek következtében az adott, felszínen kibukkanó rétegekben a modellezetnél nagyobb horizontális Darcy-fluxusok is előfordulhatnak, amely az áramlási nyomvonalakat a felszínnel közel párhuzamosan méginkább elnyújthatja és a vízkorokat csökkentheti.

A továbbiakban érdemes lenne megvizsgálni a felső határfeltétel hatását, vagyis megnézni mi történik akkor, ha a beszivárgást adjuk meg felső határfeltételként. A beszivárgás azonban az idővel folyamatosan változik. Érdemes lenne megvizsgálni, hogy milyen gyorsan változik az áramlási tér és a hidraulikus emelkedési magasság, ha a határfeltételek időben változnak: az elmúlt idők csapadékmennyiségére a folyók egykori medernagyságából lehetne következtetni és ezek alapján egy nem stacioner, beszivárgási fluxusként megadott felső határfeltétellel rendelkező modellt lehetne létrehozni, amelynek vízkorai és áramlási képe jobban közelíthet a valósághoz.

Az elmúlt 70 ezer évben a domborzat, a folyók medrének elhelyezkedése ezeknek következtében a beszivárgási és megcsapolási területek határának elhelyezkedése is változott, ezt is figyelembe lehetne venni a nem stacionárius modell létrehozásakor.

Erre a komplex modellre hő- illetve tömegtranszport számításokat is végezve az ipar és környezetvédelem számára is jelentős eredményekhez juthatunk.

Irodalomjegyzék

- CZAUNER, Brigitta és MÁDLNÉ SZÖNYI, Judit (2011): The function of faults in hydrocarbon entrapment: Theoretical considerations and a field study from the Trans-Tisza region, Hungary. *AAPG Bulletin*, **95**(5): 795-811.
- DEÁK, József (2006): A Duna-Tisza köze rétegvíz áramlási rendszerének izotóp-hidrológiai vizsgálata. Doktori dolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 2006
- ERDÉLYI, Mihály (1975): A magyar medence hidrodinamikája. *Hidrológiai Közöny*, **55**(4): 147-156.
- FREEZE, R. Allan és CHERRY, John A. (1979), Groundwater. Prentice-Hall, 604 p.
- GALSA, Attila (1997): Felszín alatti vízmozgás modellezése alföldi szelvényeken, mért víznyomások felhasználásával. Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 1997
- GALSA, Attila (1998): Felszín alatti vízáramlás modellezése egy alföldi szelvényen, fúrólukban mért víznyomások felhasználásával. *Magyar Geofizika* **38**(4) pp. 245-256.
- GALSA, Attila, SALÁT, Péter és CSEREPES, László (2001): Egy alföldi rétegsor vízvezetőképességének minősített kiértékelése kutakban mért víznyomások felhasználásával. *Vízügyi Közlemények* **83**(4) pp. 601-611.
- MARTON, Lajos (2009): Alkalmazott hidrogeológia. Eötvös Kiadó, Budapest, 626 p.
- MÁDLNÉ SZÖNYI, Judit és TÓTH, József (2007): "A Duna-Tisza köze vízföldtani típuszelvény" és a szikesedés összefüggései. *Földrajzi Közlemények* **131**(4), pp. 343-360.
- TARI, Csilla és KUN, Éva (2010): Hő terjedésének törvényszerűségei porózus közegben: Bevezetés a numerikus hőtranszport modellezés elméletébe és gyakorlatába. in: Szanyi János (szerk.) Szemelvények a geotermikus energia hasznosítás hidrogeológia alkalmazásából, InnoGeo Kft, Szeged, pp. 9-66.
- TÓTH, József és ALMÁSI, István (2001): Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. *Geofluids* **1** pp. 11-36
- URBANCSEK, János (1963): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 1. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 366 p.
- URBANCSEK, János (1963): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 2. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 368 p.
- URBANCSEK, János (1966): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 3. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 268 p.
- URBANCSEK, János (1977): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 6. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 536 p.
- URBANCSEK, János (1978): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 8. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 548 p.
- URBANCSEK, János (1980): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 9. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 800 p.
- URBANCSEK, János (1981): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 11. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 798 p.
- URBANCSEK, János (1986): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 12. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest
- VITÁLIS, Sándor (1971): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 4. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 309 p.
- VITÁLIS, Sándor (1973): Magyarország mélyfúrású kútjainak kataszttere 5. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság, Budapest, 612 p.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, Lenkey Lászlónak türelmes útmutatásaiért és azért hogy a TDK dolgozat megírására ösztönzött.

Köszönöm Farkas Róbertnek a program használatával kapcsolatos technikai segítségét.

Köszönetet mondok Galsa Attilának, hogy a dolgozatomhoz szükséges adatokat rendelkezésemre bocsátotta.

Köszönettel tartozom még családomnak és barátaimnak a támogatásukért és biztatásukért, különös tekintettel Turi Zsoltra, aki a hőmérsékletadatokat kiválogató program megírásában is segítségemre volt.

1. Függelék

A megoldandó feladatok és használt módszerek

A feladatom az volt, hogy a Feflow szoftver felhasználásával hozzak létre egy 2D-s vízáramlás modellt egy alföldi szelvényen, amelyen meg tudom figyelni az áramlást befolyásoló tényezők hatását, a megfigyeléseimből pedig következtetéseket levonva konvergáljak egy valósághoz közelítő megoldáshoz. Majd a jónak elfogadott vízáramlást modellen végezzek hőtranszport számításokat is.

A modelltéren végzett számításokat különböző források adataival hasonlítottam össze:

- Kútkönyvekből származó vízszint adatok felhasználásával, ezekből a megbízhatatlan, rossz adatokat kiszűrve interpolációval megszerkesztettem a szelvény menti hidraulikus emelkedési magasság eloszlást.
- Deák József (Deák, 2006) alapján, vízkor és izotóp eloszlás térképekről, valamint ehhez tartozó kalibráló görbéről leolvastam a szelvény menti értékeket és megszerkesztettem a vízkorok szelvény menti eloszlás görbét.
- Magyarország geotermikus adatbázisából kiválogattam és néhány rövid számítással a szelvényre vetítettem a szelvény 15 km-es környezetében található hőmérséklet adatokat, majd ezekből a kevésbé megbízható, anomáliákat okozó értékeket kiszűrtem. Végül interpolációval előállt a szelvény menti hőmérséklet eloszlás képe.

Ezek alapján előálltak az illesztési szempontok.

A modellezés során:

- Első lépésben digitalizálással a Feflowban létrehoztam egy 2D-s modellteret, amely oldalaira különböző határfeltételek és amely poligonjaira különböző paraméterértékek adhatók meg.
- Különböző beállítások mellett számításokat végeztem, amelyek eredményét a Grapher illetve Surfer felhasználásával, grafikonokon illetve mélységszelvényeken jelenítettem meg úgy, hogy az illesztési paraméterekkel így grafikusan összehasonlíthatóvá váljanak. És a különböző tényezők hatásai kimutathatók legyenek.
- A kapott képek függvényében következtetéseket vontam le, és határoztam meg a következő, optimális lépést. Ezzel egyfajta manuálisan irányított inverziót végeztem, amely során meg tudtam adni a nagyságrendileg a valóságnak megfelelő paramétereket.

A dolgozat lezárása: 2015.01.06.