

# Porózus vízföldtani rendszerek vizsgálata környezeti izotópokkal

**Kompár László**

okl. környezetmérnök

**Doktori (PhD) értekezés**

Tudományos témavezetők:

**Prof. Dr. Szűcs Péter**

egyetemi tanár, az MTA doktora

**Dr. Kovács Balázs**

c. egyetemi docens, PhD

A Doktori Iskola vezetője:

**Prof. Dr. Dobróka Mihály**

egyetemi tanár

Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola

Miskolci Egyetem

**Miskolc, 2017**

## Tartalomjegyzék

1.	Bevezetés és célkitűzés .....	9
2.	A kutatási területek és az alkalmazott módszerek szakirodalmi áttekintése.....	11
2.1.	A Duna-Tisza köze és a Nyírség vízgazdálkodása .....	12
2.2.	Az utánpótlódás meghatározásának néhány hazai példája .....	13
3.	A kutatási területek bemutatása .....	15
3.1.	A kutatási területek földtani és talajtani jellemzői.....	20
3.2.	A kutatási területek vízföldtani jellemzői .....	24
3.3.	A kutatási területek hidraulikai jellemzői .....	29
3.4.	A kutatási területek éghajlati jellemzői.....	30
4.	A környezeti izotópok vízföldtani alkalmazási lehetőségei.....	33
4.1.	A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott trícium .....	33
4.2.	A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott nemesgázok .....	36
4.3.	A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott stabil izotópok .....	39
4.4.	A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott modellezési eljárások .....	45
5.	A vízföldtani kutatások során alkalmazott mintázási és mérési módszerek .....	46
5.1.	Felszín alatti vizek mintázása tríciumra, stabil izotópokra és nemesgázokra.....	46
5.2.	Homoktalajok mintázása tríciumra és stabil izotópokra .....	48
5.3.	Az alkalmazott trícium és nemesgáz mérési módszerek bemutatása.....	48
5.4.	Az alkalmazott stabilizotóp mérési módszer bemutatása .....	51
6.	Módszerfejlesztés a felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározására.....	54
6.1.	A vizsgálati szondakút-csoport kialakítása .....	55
6.2.	A vizsgálati szondakút-csoport mintázása .....	57
6.3.	A vizsgálati szondakút-csoport modellezése .....	59
6.4.	A modell kalibrálása környezeti izotópokkal.....	59
7.	Az elvégzett izotóphidrogeológiai kutatási eredmények bemutatása .....	60
7.1.	A ménteleki kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása .....	61

7.2.	A fischerbócsai kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása .....	69
7.3.	A nyíradonyi kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása.....	76
7.4.	A kéleshalmi kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása.....	83
7.5.	A kecskeméti kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása .....	91
7.6.	A debreceni kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása.....	96
8.	Nemesgázok folyadék- és gázfázis közötti megoszlásának vizsgálata .....	104
8.1.	A laboratóriumi vizsgálatok vízföldtani jelentősége .....	104
8.2.	A többletlevegő képződési vizsgálatok és azok eredményeinek bemutatása .....	111
8.3.	A kigázosodási vizsgálatok és azok eredményeinek bemutatása.....	112
9.	Összefoglalás, tézisek .....	115
	Summary .....	121
	Köszönetnyilvánítás .....	122
	Közlemények.....	123
	Irodalomjegyzék.....	125

## Ábrajegyzék

2-1. ábra Az Alföld felszín alatti vizeinek áramlási rendszere (saját szerkesztés Erdélyi M. (1975) nyomán).....	11
3-1. ábra A kútcsoportok elhelyezkedése.....	16
3-2. ábra A ménteleki kútfészek (saját fotó) .....	17
3-3. ábra A kecskeméti kútcsoport (saját fotó) .....	18
3-4. ábra A Hatvan utcai kútcsoport Debrecenben (saját fotó).....	19
3-5. ábra A nyíradonyi kútcsoport (saját fotó) .....	20
3-6. ábra A ménteleki (a) és a nyíradonyi (b) talajszelvények (saját fotó) .....	23
3-7. ábra A Homokhátság felszín alatti vizeinek áramlási rendszere (saját szerkesztés Urbancsek J. (1977) nyomán).....	24
3-8. ábra A talajvíz átlagos mélysége a Duna-Tisza közti kútcsoportok környezetében (forrás: <a href="http://map.mfgi.hu">http://map.mfgi.hu</a> ).....	25
3-9. ábra A talajvízszint ingadozása Lajosmizsénél (forrás: NeKI).....	26
3-10. ábra A Nyírség felszín alatti vizeinek áramlási rendszere (saját szerkesztés Marton L. (1980) nyomán) .....	27
3-11. ábra A talajvíz átlagos mélysége a nyírségi kútcsoportok környezetében (forrás: <a href="http://map.mfgi.hu">http://map.mfgi.hu</a> ).....	28
3-12. ábra A talajvízszint ingadozása Nyíradonynál (forrás: NeKI).....	29
3-13. ábra A ménteleki kútcsoport közelében lévő kutak nyomásviszonyai .....	30
3-14. ábra A nyíradonyi kútcsoport közelében lévő kutak nyomásviszonyai.....	30
3-15. ábra A Duna-Tisza köze csapadékviszonyai 1990-2012 (forrás: NeKI) .....	31
3-16. ábra A Nyírség csapadékviszonyai 1990-2012 (forrás: NeKI).....	32
4-1. ábra A bécsi csapadék $^3\text{H}$ -koncentrációja (forrás: <a href="http://www-naweb.iaea.org">http://www-naweb.iaea.org</a> ).....	35
4-2. ábra A csapadékvíz és a talajgáz közti gázcsere a beszivárgás során.....	37
4-3. ábra A nemesgázok oldhatóságai viszonyai .....	38
4-4. ábra A Globális és a debreceni Lokális Csapadékvíz Vonalak (forrás: Craig, 1961; Vodila et al, 2011) .....	42
4-5. ábra A debreceni csapadék havi átlagos $\delta^{18}\text{O}$ értéke és a havi átlaghőmérsékletek (forrás: Vodila et al, 2011) .....	42
4-6. ábra A csapadék $\delta^{18}\text{O}$ értékének kialakulása és változása.....	43
5-1. ábra Rézcsöves vízmintavétel nemesgázokra (saját fotó és szerkesztés (Aeschbach-Hertig W. nyomán).....	47

5-2. ábra A talajmintavétel folyamatábrája .....	48
5-3. ábra A Fisons VG-5400 nemesgáz-tömegspektrométer az ATOMKI-ban.....	50
5-4. ábra A talajminták előkészítésére felépített vákuum-desztilláló rendszerek .....	52
6-1. ábra A nyíradonyi szondakutak felépítése kialakításuk során .....	56
6-2. ábra A nyíradonyi szondakút-csoport kialakításának folyamatábrája .....	57
7-1. ábra A ménteleki mért és modellezett $^3\text{H}$ -koncentrációk 1998-ban .....	63
7-2. ábra A ménteleki mért és modellezett $^3\text{H}$ -koncentrációk 2010-ben és 2014-ben.....	64
7-3. ábra A ménteleki kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2010-ben.....	65
7-4. ábra A ménteleki kutaknál számított beszivárgáskori $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	66
7-5. ábra A ménteleki mért és modellezett $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profil.....	68
7-6. ábra A ménteleki talajminták nedvességtartalmaiból mért $^3\text{H}$ -mélység profil .....	69
7-7. ábra A fischerbócsai mért és modellezett $^3\text{H}$ -koncentrációk 1998-ban .....	70
7-8. ábra A fischerbócsai mért és modellezett $^3\text{H}$ -koncentrációk 2014-ben .....	71
7-9. ábra A fischerbócsai kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2014-ben .....	73
7-10. ábra A fischerbócsai kutaknál számított beszivárgáskori $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	74
7-11. ábra A fischerbócsai mért és modellezett $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profil .....	75
7-12. ábra A fischerbócsai talajminták nedvességtartalmaiból mért $^3\text{H}$ -mélység profil.....	76
7-13. ábra A nyíradonyi mért és modellezett $^3\text{H}$ -koncentrációk 2014-ben.....	78
7-14. ábra A nyíradonyi kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2014-ben .....	79
7-15. ábra A nyíradonyi kutaknál számított beszivárgáskori $^3\text{H}$ -koncentrációk.....	80
7-16. ábra A nyíradonyi mért és modellezett $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profil .....	82
7-17. ábra A nyíradonyi talajminták nedvességtartalmaiból mért $^3\text{H}$ -mélység profil.....	83
7-18. ábra A kéleshalmi kutaknál mért és modellezett $^3\text{H}$ -koncentrációk 1998-ban .....	84
7-19. ábra A kéleshalmi kutaknál mért és modellezett $^3\text{H}$ -koncentrációk 2014-ben .....	85
7-20. ábra A kéleshalmi kutaknál számított beszivárgáskori $^3\text{H}$ -koncentrációk.....	87
7-21. ábra A kecskeméti mért $^3\text{H}$ -koncentrációk 2001-ben és 2012-ben.....	92
7-22. ábra A kecskeméti kutaknál mért He- és Ne-koncentrációk értékei.....	94
7-23. ábra A kecskeméti kutaknál mért $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparányok.....	94
7-24. ábra A kecskeméti kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2012-ben .....	95
7-25. ábra A kecskeméti kutaknál számított beszivárgáskori $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	96
7-26. ábra A debreceni kútcsoportok elhelyezkedése .....	96
7-27. ábra A debreceni kutaknál mért $^3\text{H}$ -koncentrációk 2013-ban és 2014-ben .....	98
7-28. ábra A debreceni kutaknál mért He- és Ne-koncentrációk értékei .....	100
7-29. ábra A debreceni kutaknál mért $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparányok .....	101

7-30. ábra A debreceni Diószegi utcai kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2013-ban.....	102
7-31. ábra A debreceni Vinczellér utcai kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2013-ban .....	102
7-32. ábra A debreceni Hatvan utcai kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2013-ban .....	103
7-33. ábra A debreceni kutaknál számított beszivárgáskori $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	104
8-1. ábra A többletlevegő képződés mechanizmusának modellje zárt rendszerben .....	107
8-2. ábra A kigázosodás mechanizmusának modellje zárt rendszerben .....	109
8-3. ábra A többletlevegő képződés és kigázosodás mechanizmusainak modellje.....	110
8-4. ábra A többletlevegős kísérlet sematikus ábrája .....	111
8-5. ábra A többletlevegő képződésének nemesgáz-analitikai eredményei.....	112
8-6. ábra A kigázosodási kísérlet sematikus ábrája.....	113
8-7. ábra A kigázosodás jelenségének nemesgáz-analitikai eredményei.....	114

## Táblázatjegyzék

3-1. táblázat A kútsoportok azonosítási paraméterei.....	15
7-1. táblázat A ménteleki kutak kialakításakor mért $^3\text{H}$ -koncentrációk.....	62
7-2. táblázat A ménteleki kutakban mért $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	63
7-3. táblázat A ménteleki kutakban mért nemesgáz-koncentrációk.....	64
7-4. táblázat A ménteleki kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori $^3\text{H}+^3\text{He}$ -koncentrációk .....	65
7-5. táblázat A ménteleki talajmintákból mért nedvességtartalmak és $\delta^{18}\text{O}$ értéke (2014.10.31-i mintázás).....	67
7-6. táblázat A ménteleki talajmintákból mért $^3\text{H}$ -koncentrációk (2014.10.31-i mintázás) ....	69
7-7. táblázat A fischerbócsai kutak kialakításakor mért $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	70
7-8. táblázat A fischerbócsai kutakban mért $^3\text{H}$ -koncentrációk.....	71
7-9. táblázat A fischerbócsai kutakban mért nemesgáz-koncentrációk .....	72
7-10. táblázat A fischerbócsai kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori $^3\text{H}+^3\text{He}$ koncentrációk.....	72
7-11. táblázat A fischerbócsai talajmintákból mért nedvességtartalmak és $\delta^{18}\text{O}$ értékek (2015.08.07-i mintázás).....	74
7-12. táblázat A fischerbócsai talajmintákból mért $^3\text{H}$ -koncentrációk (2015.08.07-i mintázás).....	76
7-13. táblázat A nyíradonyi kutakban mért $^3\text{H}$ -koncentrációk.....	77
7-14. táblázat A nyíradonyi kutakban mért nemesgáz-koncentrációk .....	78
7-15. táblázat A nyíradonyi kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori $^3\text{H}+^3\text{He}$ koncentrációk.....	79
7-16. táblázat A nyíradonyi talajmintákból mért nedvességtartalmak és $\delta^{18}\text{O}$ értékek (2014.03.13-i mintázás).....	81
7-17. táblázat A nyíradonyi talajmintákból mért $^3\text{H}$ -koncentrációk (2014.03.13-i mintázás).....	82
7-18. táblázat A kéleshalmi kutak kialakításakor mért $^3\text{H}$ -koncentrációk.....	83
7-19. táblázat A kéleshalmi kutakban mért $^3\text{H}$ -koncentrációk.....	85
7-20. táblázat A kéleshalmi kutakban mért nemesgáz-koncentrációk .....	86
7-21. táblázat A kéleshalmi kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori $^3\text{H}+^3\text{He}$ koncentrációk.....	86
7-22. táblázat A kecskeméti kutakban mért $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	91

7-23. táblázat A kecskeméti kutakban mért nemesgáz-koncentrációk .....	93
7-24. táblázat A kecskeméti kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori $^3\text{H}+^3\text{He}$ koncentrációk.....	93
7-25. táblázat A debreceni kutakban mért $^3\text{H}$ -koncentrációk .....	97
7-26. táblázat A debreceni kutakban mért nemesgáz-koncentrációk.....	99
7-27. táblázat A debreceni kutaknál számított $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori $^3\text{H}+^3\text{He}$ koncentrációk.....	99
8-1. táblázat A nemesgázok légköri koncentrációi .....	105
8-2. táblázat A nemesgázok egyensúlyi oldódása vízben 1 atm nyomáson.....	106
9-1. táblázat A ménteleki, fischerbócsai és nyíradonyi kútcsoportoknál meghatározott beszivárgási mértékek a $^3\text{H}$ -csúcs módszerrel .....	115
9-2. táblázat A ménteleki, fischerbócsai és nyíradonyi kútcsoportoknál a $^3\text{H}$ -csúcs és a $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározási módszerekkel számított utánpótlódási mértékek .....	116
9-3. táblázat A kecskeméti kútcsoportnál mért He és Ne-koncentrációk, illetve a $^3\text{He}/^4\text{He}$ izotóparányok .....	118



## 1. Bevezetés és célkitűzés

A felszín alatti vízkészletek egyre nagyobb stratégiai jelentőséggel bírnak a Föld népességének vízellátásában. Jelenleg a világ népességének vízigényének felét már a felszín alatti vízkészletekből biztosítjuk. Ugyanez az érték Európában még magasabb, mintegy 75%, Magyarországon pedig több, mint 95%. Hazánk kiemelkedő mennyiségű és minőségű ivó-, ásvány- és gyógyvíz, valamint hévízkészletekkel rendelkezik. A hidrogeológusok szakmai felelőssége igen nagy a tekintetben, hogy felszín alatti vizeink mennyiségi és minőségi állapotát hosszú távon megőrizzük, és azokat fenntartható módon hasznosítsuk. Az utóbbi időkben hazánkban is számos új globális és lokális természeti és társadalmi problémával kellett szembesülnünk, amelyeknek környezeti elemekre (így a felszín alatti vizekre is) gyakorolt káros hatásai egyre aggasztóbbak. Továbbá az is világosan látszik, hogy a jelen és a jövő hazai hidrogeológusainak új típusú szakmai kihívásokra kell hatékony választ adniuk mérnöki és természettudományos kutatásokon alapuló innovatív megoldások segítségével (Szucs, 2014).

Témám létjogosultságát a 2000. december 22-től hatályos EU Vízkészletirányelv (VKI) is alátámasztja, és jelentőségét nagymértékben kiemeli. A VKI egy olyan egységes vízvédelmi politika életbe lépését jelentette, amely állam- és országhatárokon is átnyúlva a vízgyűjtőkön való, koordinált vízgazdálkodás megvalósulását segíti elő, továbbá hozzájárul a vízvédelem harmonizálásához és a vizek terhelésének csökkentéséhez is. Célkitűzései között szerepel a vízkészletek fenntartható használatának elősegítése, a felszín alatti vizek szennyezés-terhelésének csökkentése, továbbá az áradások és aszályok hatásainak mérséklése is. A VKI célkitűzéseinek végrehajtására irányuló vízgyűjtő gazdálkodási tervezés felülvizsgálatának második fázisa 2015. végén lezárult, 2016-ban elfogadásra került a felülvizsgált Vízgyűjtő-gazdálkodási Terv (VGT2), amelynek végrehajtása most történik.

A VKI előírása szerinti Vízgyűjtő-gazdálkodási Terv felülvizsgálatához szorosan kapcsolódik a Kvassay Jenő Terv (KJT), amelyben szintén megjelenik a felszín alatti víz, annak utánpótlódásának kérdésköre. A KJT célja a magyarországi vízgazdálkodási viszonyrendszer feltárása és a szükséges intézkedések megfogalmazása, amely az alkotmányos alapelvekre, a hazai és EU-s szabályozásra, a már elkészített egyéb stratégiákra, tervekre és programokra épül. A KJT-ben világosan megjelenik, hogy a felszín alatti vizek csökkenő mértékű utánpótlódásának hatására azok szintjének regionális süllyedése várható, többek között a Duna-Tisza közti Homokhátságon és a Nyírségben. A megfogalmazottak alapján a Dél-Alföldön már

rövidtávon is számíthatunk a rétegvíz-készletek gyors csökkenésére, valamint a felszín alatti szivárgási viszonyok dinamikájának megváltozására.

2010-ben lehetőségem volt csatlakozni egy, az IAEA (International Atomic Energy Agency - Nemzetközi Atomenergia Ügynökség) által koordinált nemzetközi kutatási projekthez (CRP-kód: F33018), amely célkitűzése volt a világ számos területén, köztük Magyarországon is regionális leáramlási területek utánpótlódási viszonyainak vizsgálata környezeti izotópokkal. A Magyar Tudományos Akadémia Atommagkutató Intézet (ATOMKI) által vezetett magyarországi konzorciumban részt vett a Miskolci Egyetem Környezetgazdálkodási Intézete (KGI) is. A Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának 2012-ben indult KÚTFŐ Projektjében (Madarász et al., 2015) és az MTA-ME Műszaki Földtudományi Kutatócsoportban (2012-2017 közötti ciklus) a felszín alatti vizek utánpótlódási viszonyainak vizsgáltam környezeti izotópokkal.

Duna-Tisza közti kutatási területeken (Ménfőcsanak, Kecskemét, Fischerbócsa és Kéleshalom) már meglévő kútcsoportokat használtam izotóphidrogeológiai vizsgálataimra, míg a nyírségi kútcsoport (Nyíradony) kialakítása a KÚTFŐ Projekt finanszírozásával valósult meg. A kútcsoportok többsége lakott területektől távol helyezkedik el, távol a települések vízkivételi műveitől is, így szavatolva az antropogén hatások direkt megjelenésének kizárását és a természetes környezet vizsgálhatóságát. A Duna-Tisza közti kutatási területeken négy és hat kútból álló kútcsoportokat vontam be vizsgálataimba, amelyek nagy előnye, hogy ezeknél 1998-ból és 2001-ből az akkori vizsgálati eredmények rendelkezésemre álltak, ezen területekről tehát már rendelkeztem előzetes információkkal.

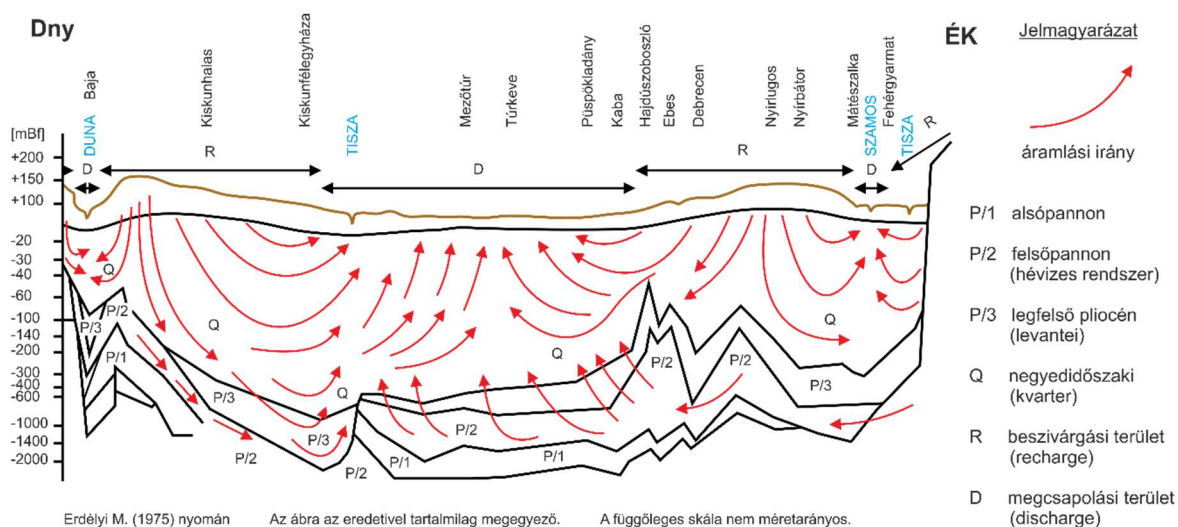
A kútcsoportok vizsgálati tapasztalatait alapul véve a nyíradonyi kútcsoportot úgy alakítottuk ki tíz szonda kútból, hogy minden kút szűrőzési mélysége különbözzön a többitől. Egy 2001-ben létesített, hat kútból álló kútcsoportot is bevontam vizsgálataimba Kecskemét határában, ahol 10 éven keresztül a város szennyvizének hasznosítására végeztek kísérleteket. Városi környezetben lévő kutakat is vizsgáltam, mégpedig három kútcsoportot Debrecenben. Ezen kútcsoportokat 2006-ban, a Talajvizek kémiai állapotfelmérése című PHARE Projekt (Poland and Hungary Assistance for the Reconstruction of the Economy - Lengyelország és Magyarország gazdaságátalakításának támogatása) keretében létesítették, mindegyik kútcsoport három kútból áll. A KÚTFŐ Projekt keretében Debrecenben két új kutat is létesítettünk az egyik, már meglévő kútcsoportba integrálva azzal a céllal, hogy a felszín alatti vizek utánpótlódási viszonyai még több mélységben is vizsgálhatóak legyenek.

A telített zónában végzett vizsgálataim során számított vízkorokkal meg lehetett határozni, hogy mennyi idő telt el aközött, hogy a beszivárgott csapadékvíz elérte a talajvízszintet, és hogy mintát vettem a vizsgált mélységben szűrőzött kutakkal. A beszivárgott csapadékvíz telítetlen zónában eltöltött idejét stabil izotópos vizsgálatokkal határoztam meg, és igazoltam a beszivárgás dinamikájának szezonálisát.

Céлом volt már ismert hidrogeológiai és izotóphidrológiai módszerek magyarországi alkalmazása, és azok innovatív kombinálása, amellyel a felszín alatti vizek utánpótlódási viszonyainak eddigi ismereteit lehet pontosítani, továbbá, hogy új kutatási irányokat jelöljek meg a fenntartható vízgazdálkodás jegyében. Vizsgálataim során kiemelt figyelmet fordítottam a jelenlegi környezet állapotának megóvására és terhelésének minimalizálására.

## 2. A kutatási területek és az alkalmazott módszerek szakirodalmi áttekintése

A Duna-Tisza köze területét jellemző időszakos talajvízszint-süllyedés témaköre régóta foglalkoztatja a szakmabelieket, számtalan tanulmány született már az okok kutatásaiból és azok megoldásaira tett javaslatokból. A megújuló vízkészletek keletkezése szempontjából kiemelkedő jelentőséggel bíró Nyírség tápterület jellegénél fogva meghatározó jelentőségű az Alföld regionális felszín alatti áramlási rendszerében (2-1. ábra).



2-1. ábra Az Alföld felszín alatti vizeinek áramlási rendszere  
(saját szerkesztés Erdélyi M. (1975) nyomán)

A felszín alatti vizek utánpótlódása a hazai kutatók és szakemberek számára is egyre inkább érdekes és szükségyszerű „probléma” lett, amely új típusú, innovatív módszerek alkalmazását kívánja meg. A következőkben a Duna-Tisza köze és a Nyírség vízgazdálkodási kérdéskörét és a környezeti izotópok eddigi alkalmazásait mutatom be néhány példán keresztül.

### **2.1. A Duna-Tisza köze és a Nyírség vízgazdálkodása**

A Homokhátságot döntő többségben erdőssztyep alkotta, a magasabb, szárazabb részein homoki gyeptársulások képezték a természetes vegetációt. A buckák közötti mélyedésekben (ott, ahol a talajvíztükör a talaj felszínéhez közelebb helyezkedett el) erdőségek telepedtek meg, így volt biztosított a számukra szükséges vízmennyiség (Szodfridt, 1994). Az erdőségek területe az idő előrehaladtával folyamatosan csökkent, majd az Alföld-fásítási program keretein belül kezdődtek új erdők telepítése. Az 1970-es évektől kezdve jelentős talajvízszint-süllyedés mutatkozott a Duna-Tisza közén, amelynek méretei az 1990-es évekre egyre kiemeltebb problémává vált. A talajvízszint-süllyedés okainak kutatásával, alföldi erdeink vízháztartási témakörével és a rétegvíz-termelések ugrásszerű növekedésének környezeti hatásaival számos hazai kutató és szakember foglalkozott. Pálfai (1993) munkája során arra a megállapításra jutott, hogy az 1960-as évek eleje óta a felszín alól kitermelt vízmennyiség megközelítőleg a nyolcszorosára nőtt. A felszín alatti vizek egységes hidraulikai rendszerként működve az egyre nagyobb rétegvíz-termelések kétségtelenül talajvízszint-süllyesztő hatással bírnak (Liebe, 1990). A téli hidrológiai félévekre jellemző csapadékhiány az Alföldön tapasztalt talajvízszint-süllyedésre nézve meghatározó tényező (Pálfai, 1990). Major (1990) ugyanakkor a Solti-síkságra hivatkozva állapította meg azt, hogy az aszályos időjárás önmagában nem magyarázza a talajvízszint-süllyedést. Hazai és külföldi kutatási eredmények is igazolják, hogy a síkvidéki erdők hatása a talajvízszint-változásra pozitív és negatív is lehet az egyes vidékek geológiai, talajtani, hidrológiai, hidrogeológiai, klimatológiai és növénytermesztési viszonyai alapján (Ijjász, 1939). Ijjász továbbá azt is megállapította, hogy az Alföldön csaknem valamennyi fafaj – amennyiben nem kap elegendő csapadékot – vízszükségletét a talajvízből fedezi, amelyet több szerző is megemlíti (Major, Neppel, 1988, 1990; Major, 1993, 2002; Pálfai, 1990, 1993). Major (1990) vizsgálataival szoros kapcsolatot mutatott ki az erdők területe és az 1985-re szerkesztett talajvízszint-süllyedés térképi ábrázolások között. Az erdők talajvízszint-süllyesztő hatását a Vízügyi Tudományos Kutatóintézet (VITUKI) ménteleki Komlósi Imre talajvíz-kísérleti telepén (további ismert elnevezései: Komlósi-telep, K-puszta) végzett vizsgálatok alapján igazolta (Major, 1993, 2002). További kutatások (Szesztay, 1993; Nováky, Szesztay, 2002) rámutattak arra is, hogy az Alföld vízháztartására módosító hatása

van a növénytakaróban bekövetkezett nagymértékű változásnak, az erdők területének csökkenésével a területi párolgás csökkenése, a lefolyás növekedése és a hasznosítható vízkészletek drasztikus csökkenése is együtt jár. Pálfai (1990), Rakonczai (2006) és Völgyesi (2006) szerint a Duna-Tisza-köze talajvizeinek utánpótlódásában a csapadéknak meghatározó szerepe van, a terület szárazodását kiváltó tényezők közül megemlítik a csapadékhiány miatti egyre jelentősebb öntözést, a fokozódó rétegvíz-termelést, a csatornarendszert és a földhasználatok nagymértékű megváltozását is.

A XIX. század közepéig a Nyírség területének mintegy 21%-a volt vízzel borított az év döntő részében. A Rétköz, Bodrogtó, Szatmári-sík, Beregi-sík, Berettyó–Kálló köze mélyebben fekvő részein rendszeresen kialakult ár- és belvizek a Nyírség peremterületeit is érintették, ugyanis a Nyírség nagyobb része az ármentesítő és belvízlecsapoló munkálatok megkezdése előtt lefolyástalan terület volt. Jelenlegi vízhálózatának nagy részét az elmúlt 200 évben létrehozott mesterséges csatornák alkotják, melyekkel a terület lefolyástalan szakaszainak pangó vizeit vezetik el felszíni vízfolyásokba (Borsy, 1961). A Nyírséget a belvízcsatorna-hálózat kiépítése előtt természetes állóvizek sokasága jellemezte, melyek többsége a futóhomokkal elgátolt egykori medermaradványokban és deflációs laposokban alakult ki. A szántóföldi gazdálkodás előtérbe helyezése miatt a természetes vegetáció jelentősen átalakult, a belvízi kockázatok a mélyebb fekvésű területeken napjainkban is jelentősek.

## **2.2. Az utánpótlódás meghatározásának néhány hazai példája**

A világ számos területén gondot okoz a megfelelő mennyiségű és minőségű ivóvíz biztosítása, a meghatározó nemzetközi kutatásokba magyar kutatók és szakemberek is bekapcsolódtak. Deák József Duna-Tisza közti kutatásai során 1998-1999-ben  $^3\text{H}$ -mélység profilok ( $^3\text{H}$ -csúcs módszer) felvételével és a  $^3\text{H}$ -mérleg módszertanával 150-250 mm éves átlagos szivárgási sebességet határozott meg Ménteleken, Fischerbócsán és Kéleshalmon (Deák, Horváthné Deák, 2009). Ezek a vizsgálatok voltak az első hazai példái a környezeti izotópok vízföldtani alkalmazási lehetőségeinek, megteremtve alapjait a hazai vízföldtani kutatásokban és vízgazdálkodásban.

A távérzékelés módszertanával a 2000-2008-ig terjedő időszakra a Duna-Tisza közén  $75 \pm 50$  mm éves utánpótlódási mértéket határoztak meg (Szilágyi et al., 2012). A számításukat éves átlagos 550 mm csapadékmennyiség mellett végezték el, amelynek  $14 \pm 9\%$ -a felelős a felszín alatti vizek utánpótlódásáért. Munkájukon keresztül felhívták továbbra a figyelmet arra

is, hogy a Duna-Tisza köze DNy-i területén a legmagasabb a beszivárgás mértéke ( $180\pm 50$  mm/év), amely a csapadéknak  $30\pm 8\%$ -át jelenti.

A Nyírség vizeinek izotóphidrológiai kutatásai 1971-ben kezdődtek Marton Lajos irányításával. Elsőként Debrecen és környéke mélységi vizeiből vett minták  $^3\text{H}$ -tartalmát határozták meg. A  $^{14}\text{C}$ -,  $^2\text{H}$ - és  $^{18}\text{O}$ -tartalom meghatározására akkoriban laborkapacitás hiányában még nem kerülhetett sor. A külföldi laboratóriumokban végzett  $^3\text{H}$  és stabil izotóp mérésekkel már ebben a kutatási szakaszban számszerűsíthető eredmények születtek a Nyírség területére. Így az alsó-pleisztocén vízadóba történő átadódásra a középponti területeken  $20\pm 2$  mm/év, a Nyírség egész területének átlagában pedig  $7\pm 1$  mm/év intenzitást számítottak (Marton, 2009).

A  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkor meghatározás alkalmazhatóságát magyarországi példák is jól mutatják, úgy, mint a Szigetközben folytatott kutatások, amelyek a Duna és a környező felszín alatti vizek kommunikációjának vizsgálatára és a beszivárgáskori hőmérséklet meghatározására történtek. Akkori számításokkal  $9^\circ\text{C}$ -os beszivárgáskori hőmérsékletet, illetve a vízkor-eloszlás gradienseiből 530 m/év, a Dunából a felszín alatti vizek irányába történő áramlási sebességet becsültek (volt azonban olyan áramlási pálya, ahol ez 800 m/év volt) (Stute et al., 1997). Magyarországi kutatások során ipari alkalmazásokra is sor került már, így a püspökszilágyi és a bátaapáti radioaktív hulladék-tárolók környezetében (Fehér et al., 1992; Horváth et al., 1997).

Palackozott vizek eredetének meghatározására stabil izotópos vizsgálatokat alkalmaztak nagy sikerrel a világ számos részén (Bowen et al., 2005; Dotsika et al., 2010; Raco et al., 2013), de hazai ásványvizeknél is igazolták, hogy döntő többségük a jelenkori klímánál alacsonyabb hőmérsékleten, az utolsó jégkorszakban szivárgott be, ami nemzetközi összehasonlításban is kiemelkedő értékkel bír. A vizsgálatok rámutattak olyan palackozott ásványvizekre, amelyek igen ritka negatív stabil izotóp összetételük alapján bizonyítottan közel húszszer évvel ezelőtt beszivárgott csapadékvízből származnak. A hazai ásványvizek stabil izotópos összetétele igen széles tartományban mozog, amely a palackozott hazai ásványvizek eredetiségének ellenőrzésére is lehetőséget ad (Deák et al., 2011).

A felszín alatti vizek utánpótlódásának vizsgálatai mellett azonban számos tanulmány foglalkozott a telítetlen zóna szivárgási viszonyainak vizsgálatával is, amelyek során az evaporáció mértékét stabil vízizotópokkal vizsgálva következtetni lehet az utánpótlódás sebességére és mértékére is (Barnes, Allison, 1988; Gazis, Feng, 2004; Song et al., 2009).

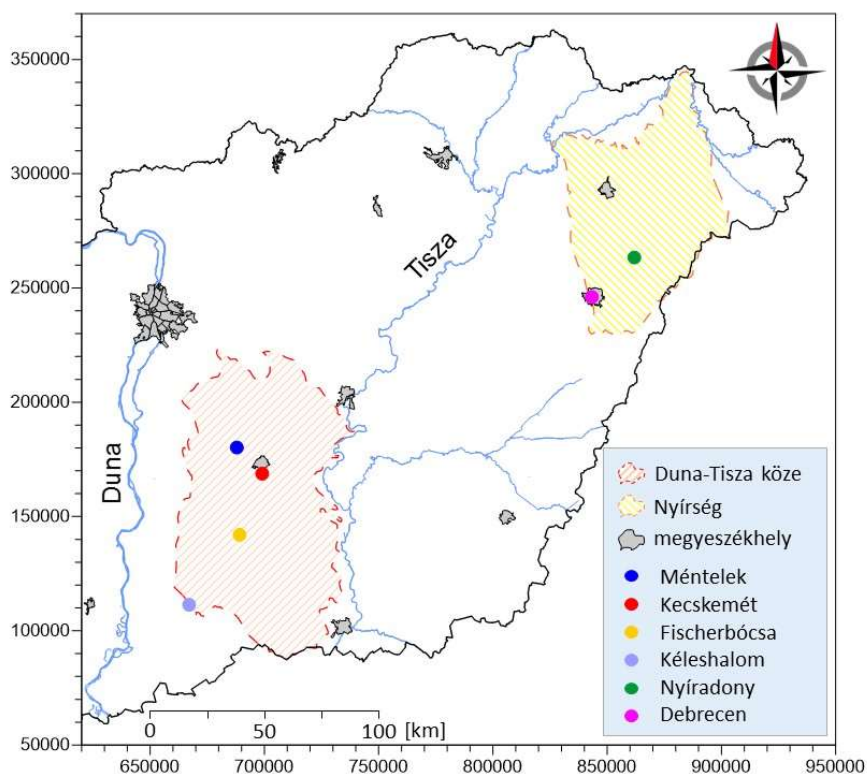
### 3. A kutatási területek bemutatása

A Duna-Tisza köze, ezen belül is a Homokhátság, mint hazánk egyik különleges vízháztartású területe kiemelt figyelmet érdemel a felszín alatti vízkészletek monitorozása és az eredmények értelmezése szempontjából, ugyanez vonatkozik az Alföld másik meghatározó jelentőségű beszivárogtató területére, a Nyírségre is. A vizsgálataimba bevont kútcsoportok elhelyezkedését a *3-1. táblázatban* és a *3-1. ábrán* mutatom be.

1998-ban a Duna-Tisza közén több szinten szűrőzött speciális talajvízszint-figyelő kútfészket alakított ki a VITUKI utánpótlódási vizsgálatok elvégzésére. A munkálatok során Ménteleken, Fischerbócsán és Kéleshalomon is létesültek ilyen kútfészkek, amelyekről fontos tudni, hogy kialakításuknál meghatározó volt, hogy utánpótlódási területen legyenek, lehetőleg antropogén hatásoktól mentes környezetben. Ezen kútfészkek mindegyike négy, különböző mélységben szűrőzött kútból áll, szűrőzési mélységeik a talaj felszínétől számítva 25 m-től nem mélyebbek, szűrőhosszaik a sekélyebb kutaknál 1 m, míg a mélyebbeknél 2 m. Deák József az említett három kútfészkeknél  $^3\text{H}$ -mélység profilok felvétele alapján határozott meg az egyes területekre jellemző függőleges szivárgási sebességet, továbbá az utánpótlódás mértékére végzett számításokat (Deák, 2006), amellyel a hazai hidrogeológus szakma előtt is rávilágított a környezeti izotópok alkalmazásának lehetőségére és jelentőségére a vízföldtani kutatások területén.

*3-1. táblázat A kútcsoportok azonosítási paraméterei*

<b>Kútcsoport elhelyezkedése</b>	<b>EOV<sub>y</sub> [m]</b>	<b>EOV<sub>x</sub> [m]</b>	<b>Tengerszint feletti magasság [mBf]</b>
Méntelek	687925	180180	123,35
Fischerbócsa	689152	141986	116,66
Kecskemét	699019	168740	119,00
Kéleshalom	667050	111360	137,40
Nyíradony	861868	263320	151,52
Debrecen, Diószegi utca	846466	244513	115,90
Debrecen, Vinczellér utca	842439	244432	112,10
Debrecen, Hatvan utca	843313	246057	117,90



3-1. ábra A kútcsoportok elhelyezkedése

A ménteleki kútfészek (3-2. ábra) „Komlói Imre talajvízkutató állomás” néven vált ismertté a szakmabelieknek. Helyét még 1944-ben választották ki a Kecskemét és Lajosmizse közötti útszakasz közelében, ahol az akkoriban tervezett Duna-Tisza csatornának a környezet talajvíz-háztartására gyakorolt hatására kívántak vizsgálatokat végezni. A csatorna megvalósítására ugyan nem került sor, de a kutatók alkalmasnak találták a helyet a talajvíz-háztartás törvényszerűségeinek vizsgálatára. Az 1990-es évek végén az akkor már liziméter állomásként üzemeltetett telepen osztrák-magyar együttműködés keretében nyomjelzéses beszivárgási vizsgálatokat végeztek, többszintes talajvíz-figyelő kútfészket létesítettek a talajvíz, illetve rétegvíz utánpótlódásának természetes nyomjelzők profilfelvétele alapján történő becslésére.





3-2. ábra A ménteleki kútfészek (saját fotó)

A fischerbócsai kútfészek létesítésére a méntelekihez hasonlóan 1998-ban került sor, szintén több szinten szűrőzött kutakkal alakították ki. A kútfészeket szántók közelében, akkoriban még érintetlen környezetben alakították ki. A 2000-es évek elején egy erdősítési program keretében a kútfészek közelében is létesítettek egy fenyő ültetvényt, de a kútcsoport megfelelően vizsgálható a mai napig is.  $^3\text{H}$ -mélység profil felvétele itt is megtörtént korábban, figyelmemet pedig Deák József számításai keltették fel, miszerint itt 30%-kal nagyobb mértékű a víz függőleges szivárgási sebessége, mint a ménteleki területen.

Az ország déli területén lévő kútfészek Kéleshalom határában fekszik a Jánoshalmára vezető út mellett, kialakítására szintén nagy figyelmet szántak, műszakilag hasonló az előzőekhez. Ez azonban mára már egy szintén erdősített terület peremén fekszik, egy, a MÁFI (Magyar Állami Földtani Intézet, mai megnevezése MBFSZ - Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat) kezelésében lévő kútkert közvetlen közelében. Ezen kutak azonban már mélyebbek, 500-800 m mélyen szűrőzöttek, amelyek azonban nem képezték vizsgálataim tárgyát.

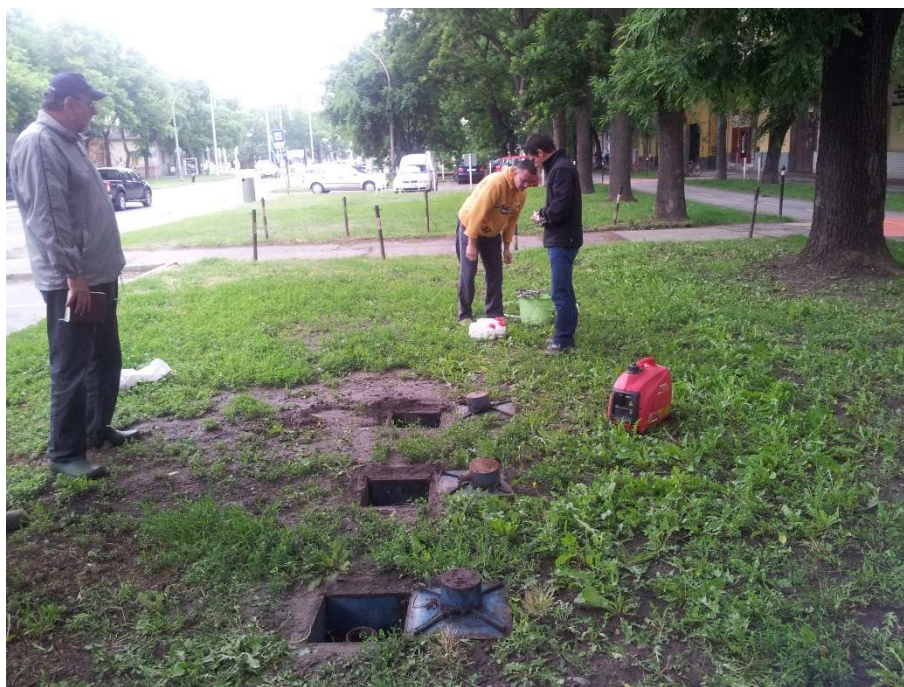


3-3. ábra A kecskeméti kútcsoport (saját fotó)

Vizsgálataimba bevontam egy intenzív mezőgazdasági művelés alatt álló területen, 2001-ben, hat kútból kiképzett kútcsoportot is Kecskemét D-i határában (3-3. ábra). Ezen kútcsoport is speciális, több szintes talajvízszint-észlelésre és -mintázásra alkalmas. A terület érdekessége, és egyben előre nem látott nehézségek eredője, hogy 1971-1981-ig tartó vizsgálat folyt többféle szennyvíz-hasznosítási eljárást tesztelve. A kísérlet során Kecskemét város szennyvizéből öntöztek ki és szikkasztották azt a területen, a 10 év során kiöntözött szennyvíz mennyisége 300-400 mm/év volt. A kútcsoport telepítésének célja felszíni eredetű szennyeződések mélybeáramlásának vizsgálata olyan területen, ahol hosszabb időn keresztül történt szennyvízöntözés. A Környezetvédelmi Minisztérium 2000. október 6-i rendelkezésének fő célkitűzése a kísérletekkel az volt, hogy a kiöntözött szennyvíz anyagtranszportját lekövezzék, valamint a vízminőségi komponenseket elemezzék. Az akkori kiírásnak megfelelően a legmélyebb kút 20 m-es mélységben szűrőzött, a sekélyebb kutak esetében 0,5 m-es szűrőhosszt, míg a mélyebbeknél 1 m-es szűrőhosszt alkalmaztak. A területen kialakított kútcsoporttal 2001-ben izotóphidrológiai vizsgálatok is folytak a beszivárgás mértékének meghatározására.

Egy 2004 novemberében indult projekt célja az Európai Parlament és Tanács 2000. október 23-i 2000/60/EK irányelvben megfogalmazott célkitűzések és előírt állami kötelezettségek megvalósításához szükséges adatok biztosítása volt, a felszín alatti víztestek kémiai állapotfelmérése, továbbá a felszín alatti vizek állapotának megfigyelésére alkalmas monitoring

rendszer fejlesztése. Meghatározó volt, hogy a monitoring hálózatnak a víztestekre reprezentatívnak kellett lennie, a monitoring programokat koncepcionális modell és regionális, háromdimenziós áramlási- és transzportrendszerek értelmezése alapján kellett kialakítani. Ezen projekt keretében létesültek Debrecenben is kútszoportok, vizsgálataimba három, egyenként három kútból álló kútszoportot vontam be (3-4. ábra).



3-4. ábra A Hatvan utcai kútszoport Debrecenben (saját fotó)

Dolgozatom utolsó meghatározó kutatási területe a Nyírségben van, Nyíradony város külterületén. A KÚTFŐ Projekt egyik (korábbi kutatási tapasztalatok alapján) célkitűzése volt egy tíz kútból álló speciális, izotóphidrogeológiai vizsgálatokra alkalmas kútszoport létesítése (3-5. ábra). A választás a Duna-Tisza közti kutak alapján adódott Magyarország másik meghatározó regionális porózus beszivárgási területére, a Nyírségre, ezen belül a tápterület centrumában elhelyezkedő Nyíradonyra. A kialakított kútszoport legmélyebb kútja 15 m-es mélységet szűrőz be, minden kút esetében 0,5 m-es szűrőhosszakat építettünk be. A kifejlesztett módszer technológiai újdonságtartalmát 2015-ben használati mintaoltalommal ismerte el a Szellemi Tulajdon Nemzeti Hivatala (Deák et al., 2015). A terület kiválasztásánál kiemelt figyelmet kapott, hogy lehetőleg magaslati helyre legyen telepítve a kútszoport, ám ügyelni kellett a talajvízszint átlagos mélységére is, annak viszonylag könnyű elérhetőségére. A nyíradonyi kútszoport egy parlagon hagyott területen fekszik a 471. sz. út mellett Nyíradony és Aradványpuszta között.



3-5. ábra A nyíradonyi kútcsoport (saját fotó)

A vízmintázások mellett talajmintázásokat is végeztem a telítetlen zóna vizsgálatára, célom volt átfogó képet kapni a csapadékvíz talajvízszint fölötti tartózkodási idejéről. Ezen kiegészítő kutatásaimat Ménteleken, Fischerbócsán és Nyíradonyban végeztem el az ottani kútcsoportok környezetében, amelyekkel a nyugalmi talajvízszintig folytonos, zavartalan talajmintázást sikerült elvégezni egy külön erre a célra módosított mintavevő eljárással.

### 3.1. A kutatási területek földtani és talajtani jellemzői

A Duna-Tisza köze Magyarország középső részén fekvő, változatos felszínformákkal rendelkező síkvidék, amelyet a Duna, a Tisza, a D-i országhatár és a Gödöllői-dombság határol. Területét négy nagyobb földrajzi egységre lehet osztani: a Duna-menti síkságra, a Duna-Tisza közti síkvidékre, a Bácskai-síkvidékre és az Alsó-Tisza vidékre.

A Homokhátságon a pliocén pannóniai rétegek a Tétel-halmon még a felszínen vannak, innen K-i irányban tektonikai süllyedés eredményeként egyre mélyebbre kerülnek és Kecskeméttől K-re Nyárlőrincen már 273 m mélységben található. Kalocsán a pannóniai rétegek felszíne 80 m mélységben, míg Szentesen már 800 m mélységben van. A pliocén végén a Duna-Tisza közén a Duna átlós irányban Szeged felé folyva rakta le hordalékát, melynek nyomán nagy kiterjedésű hordalékkúp keletkezett. A gүнz-mindel interglaciális után kialakult a Kalocsai-süllyedék, amely megváltoztatta a Duna folyásirányát a mai É-D-i irányúra. A

Duna-Tisza közén ekkor futóhomok és lösz rakódott le, melyet a szél fújta ki a Duna árteréről. A futóhomok és a lösz felhalmozódásának legnagyobb vastagságát a Duna-Tisza köze K-i részén a Nagykőrös-országhatár vonalában éri el, ahol az mintegy 120 m. A tiszai folyóvízi üledékek D-en az eolikus üledékek között a mai Tiszától 15-20 km távolságban találhatóak. A Homokhátság átlagosan mintegy 40-70 m-re a Duna és a Tisza völgye fölé emelkedik ki (Molnár, 1961).

A területet főként a Duna hordalékából származó homok borítja, amely kőzetet több szerző is különféle képen definiált. Egyes megközelítések szerint a folyam teljesen az utolsó interglaciálisig D-DK-i irányban mozgott (Sümegehy, 1953; Ujházy 2003). Miháltz (1953) feltevése szerint a homokot csupán a szél fújta a Homokhátságra, és a Duna már a pleisztocén eleje óta a mai, É-D irányú medrében folyik. A Homokhátságot övező két nagy folyó, a Duna és a Tisza esetében alapvető különbségek jelentkeztek több szerző munkája során is: amíg a Duna hordalékában fellelhető voltak karbonát ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) szemcsék, addig a Tisza esetében ezek teljes mértékben hiányoznak. A homok és lösz eredetének tisztázásán felül számos kutatás azzal az eredménnyel zárult, miszerint a karbonát ásványokat a Duna-Tisza közére a Dunántúli-középhegységéből fújta a szél, és mivel a kalcit ( $\text{CaCO}_3$ ) és dolomit ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) főként kőzetliszt szemcseméretű, leginkább a lösszel keveredett nagyobb mértékben (Fügedi, 2005b).

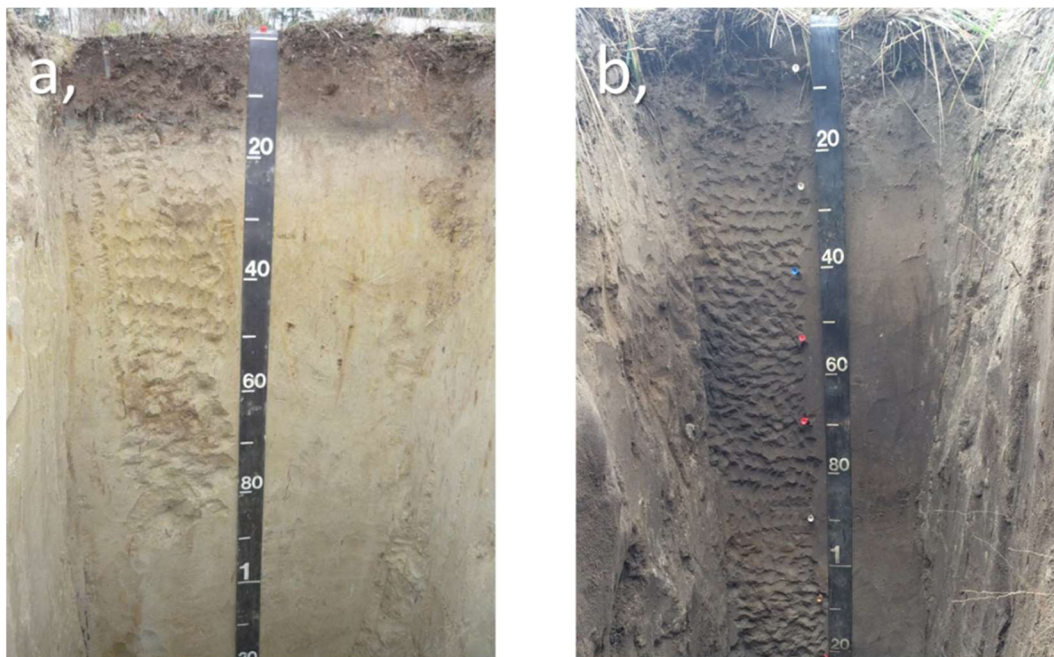
A ménteleki, fischerbócsai és kélethalmi kutatási területekről általánosságban elmondható, hogy felszínüket laza, 8-10 m vastagságban futóhomok borítja, amely alatt számos helyen 2-3 m vastagságban infúziós lösz, alatta hasonló vastagságú homok található. A területeken sem állandó, sem időszakos vízfolyás nincs, mint ahogyan nagyobb vízhasználat sincs, tehát a kijelölt helyek az izotóphidrológiai vizsgálatokhoz zavartalan állapotúnak tekinthetőek. A hat kútból álló kecskeméti kútcsoport a Kiskunsági-löszhát kistáján található, lösszel és finom homokkal fedett hordalékkúp-síkság. A területen történt szennyvízöntözés előtti felmérésekből tudható, hogy réti csernozjom és humuszos homok a leginkább előforduló talajtípusok, a talajok humusztartama változó, amely leginkább a domborzati és a hidrológiai viszonyoktól függ.

Kutatásaim kezdetén feltárásokat is végeztem a talajadottságok tisztázása érdekében (Kompár, et al., 2013b) (3-6. ábra). A ménteleki szelvény (a) részben geomorfológia helyzete, részben a szelvényben felismerhető jellemzők alapján buckaközi, időszakosan magas talajvízállású területet jelez. Jelenlegi növényzete zárt homoki gyeppel, ültetett fenyvesekkel és degradált nyaras-borókás társulásokkal. A vízmozgást befolyásoló jellemzők közül szembevetendő

a kettős karbonát-felhalmozódási szint, a talajfelszíntől mérve 30 cm mélységig, illetve 55 cm alatt, valamint a kettő között elhelyezkedő erőteljesen glejes, illetve a 0-20 cm között, a humuszos szinttel átfedésben található kevésbé glejes szint. A felső, 15-30 közötti, erősen kifehéredő szint közvetlenül a humuszos A-szint alatt helyezkedik el. Kialakulásának oka elsősorban az A-szintben található szerves anyag lebomlásából keletkező szén-dioxid mészdoldó hatása, melynek eredményeképpen a mész az A szintben oldhatóvá válik és mélyebbre távozik. A szén-dioxid-utánpótlás csökkenése miatt a mész oldhatósága az A szint alatt hirtelen lecsökken, a mész kiválik és felhalmozódik. Mivel a mész a pórusterben válik ki, ezért a talaj hézagterfogata is lecsökken, ami a beszivárgás sebességére is hatással van, amit jól jelez a felszínen is felismerhető glejesedés. Az 50 cm alatti rétegben viszont már igen nagy mennyiségű mész jelenik meg, amely a talajvízből származik, a kapilláris zónában kiváló mészről van szó. Ez a jelentős mennyiségű mész olyan szinten lelassíthatja a vizek lefelé áramlását, hogy a víz megpang és a rétegben reduktív viszonyok jönnek létre. Ennek a zónának a tetején ez az állapot csak időszakos, amit a vörösen kiváló vas jelez, a mélyebb szintekben viszont sokkal hosszabb ideig, esetleg tartósan is fennállhat. A 120 cm-es mélységben vett mintán az alfa-alfa-dipiridil próba pirosas elszíneződése egyértelműen mutatta a redukált vas jelenlétét. A glejes szintek és a mész-felhalmozódási szintek tehát egyértelműen jelzik, hogy a felszín felől történő beszivárgás két szintben is lelassul.

A Nyírség a Tiszai Nagyszerkezeti Egység része, az Alföld ÉK-i részén található, a környezetéből szigetszerűen kiemelkedő középtáj. A pannóniai-medence kialakulása kb. 10 millió évvel ezelőtt, a pliocénben kezdődött el, amely lassan süllyedő medencét idővel teljesen elöntött a Pannon-tenger, lerakva így több ezer méter vastagságban homok- és anyagüledékeket, majd ennek feltöltődése során édesvízű tó alakult ki. A pleisztocén közepén a pannóniai felszín süllyedni kezdett, így a folyók eróziós hatása a hegyvidéki szakaszokon felerősödött, hordalékukat a hegy lábánál rakták le (Borsy, 1961). A würmben tektonikai hatásoknak köszönhetően a területet feltöltő Tisza és Szamos a mai Ér-völgy irányába folyt, azonban a Tisza medre a felső-pleniglaciálisban újabb tektonikus süllyedés következtében a Beregi-síkság és a Bodrogtörzs felé módosult, így vált a Nyírség DK-i része ármentessé (Borsy, 1989). A würmi tektonikus mozgások következtében bizonyos területek kiemelkedtek, mások lesüllyedtek, s így akár több m-es szintkülönbségek is létrejöttek. A kiemelkedett területeken ezután a szél eróziós hatása volt meghatározó, amely nyomán deflációs mélyedések és maradványgerincek alakultak ki (Borsy, 1989). Napjainkban a nyírségi homokdomboság

magassága meghaladja a tengerszint feletti 150 m-t, a síkságok átlagos magassága 100-110 m tengerszint feletti (Rónai, 1985).



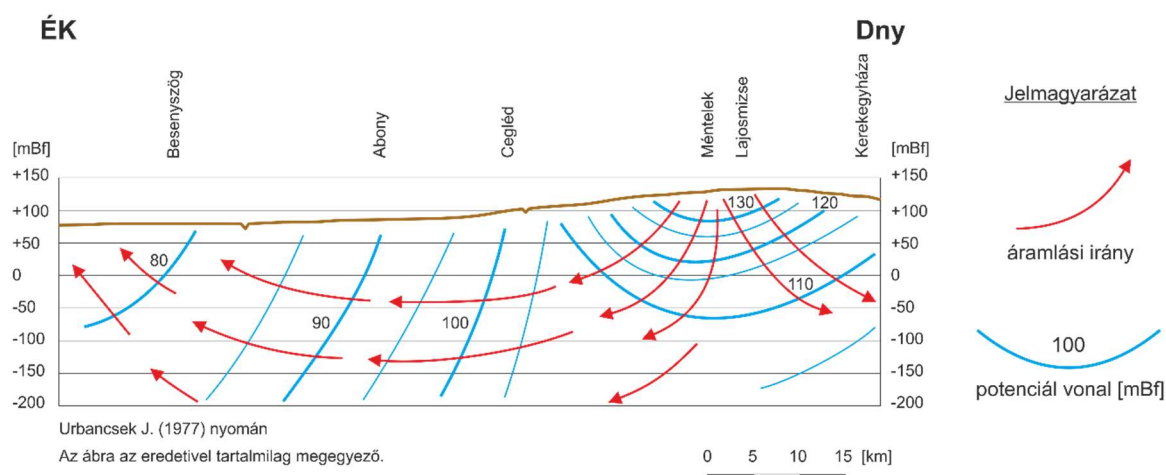
3-6. ábra A ménteleki (a) és a nyíradonyi (b) talajszelvények (saját fotó)

A nyíradonyi kútcsoport környezetében kutatómunkáim során szintén végeztem talajtani vizsgálatokat (3-6. ábra). A nyíradonyi szelvényt (b) egy buckaközi eltemetett réti talajba mélyítettük, amelynek a felső 40 cm-e egy frissebb ráhordódás, amit a csökkenő humusztartalom és a világosodó, sárgás szín is tökéletesen mutat. A pórusokat nagyobb mértékben már szerves anyag tölti ki, ezért ott hirtelen lecsökkenhet a beszivárgás sebessége, és fölötte valamennyire megpang a beszivárgott csapadékvíz, ezt mutatják a tökéletes vöröses kiválások is. A vas kiválásához jellemzően hosszabb időre van szükség, több hétre, akár hónapra is, ami számomra azt jelzi, hogy ez a rész akár hosszabb időn keresztül is vízben állhatott. A fellelt eltemetett humuszos szint teteje kismértékben bolygatott, amely valószínűleg valamilyen biológiai folyamat eredménye lehet, de utána 60-70 cm mélységig egységes álszintet alkot, 70 cm-es mélység alatt ismételt vöröses kiválások látszódnak. Ez a rész (amely a glejesedés nyomait mutatja) a vízmozgás zónája, 110 cm-től kezdve a világos, halványszürke szín jelzi, hogy a terület hosszú ideig vízben állt, az oldható vasat a víz elszállította onnan. Ahhoz, hogy a glejesedés véghez menjen, a szerves anyag mellett vas- és mangánbaktériumok, a változó aerob és anaerob élővilág jelenléte is szükséges. Ezen a szelvényen keresztül elmondható, hogy mélyebben valószínűleg egy lápos képződménynek a maradványai vannak, ahol megmaradhattak apróbb szerves anyagok (pl. náddarab, vagy

gyökerek). Összefoglalva, a nyíradonyi kutatási területen jelen van egy jelenkori fluktuációs zóna, alatta nagyon gyakran volt jelen víz, majd 160-180 cm mélységben volt olyan idő, amikor nagymennyiségű szerves anyag halmozódott fel, enyhe láposodási foltok figyelhetőek meg, amely jelenség azonban a Nyírségre általában jellemző.

### 3.2. A kutatási területek vízföldtani jellemzői

A Duna-Tisza köze hidrogeológiaiailag összefüggő rendszert alkot a szomszédos területekkel. Magyarországon a Duna-Tisza köze az egyik legfontosabb porózus utánpótlódási terület. Felszín alatti vizek szempontjából a jó vízáadó szintek aránya 50% feletti. A felső-pleisztocén vízvezető rétegek néhány m vastag homokból állnak, ezt vízzáró/vízrekesztő lencsék választják el az alsó-pleisztocén rétegektől. A két rétegösszlet 200 m vastagságot is elérő, hidrodinamikailag egységesnek mondható, melyet nagyrészt kavics és homok épít fel kis vastagságú iszap és finom-homok lencsékkel. A Homokhátságról induló, feltételezhetően köztes léptékű áramlási rendszer által szállított víz ezen összleten keresztül jut el a dunai és tiszai megcsapolódási területekre, a topográfiai viszonyok függvényében lokális rendszerek a jellemzőek, amelyek így együttesen határozzák meg a felszín alatti vizek áramlását (Berecz et al., 2001). A teljes pleisztocén formáció egységesnek tekinthető, azonban dinamikailag két része van: a Homokhátság az egész formáció vízutánpótlódási területe (leáramló vízmozgás), amíg a Tisza-völgyben feláramlási viszonyok a jellemzőek (3-7. ábra).



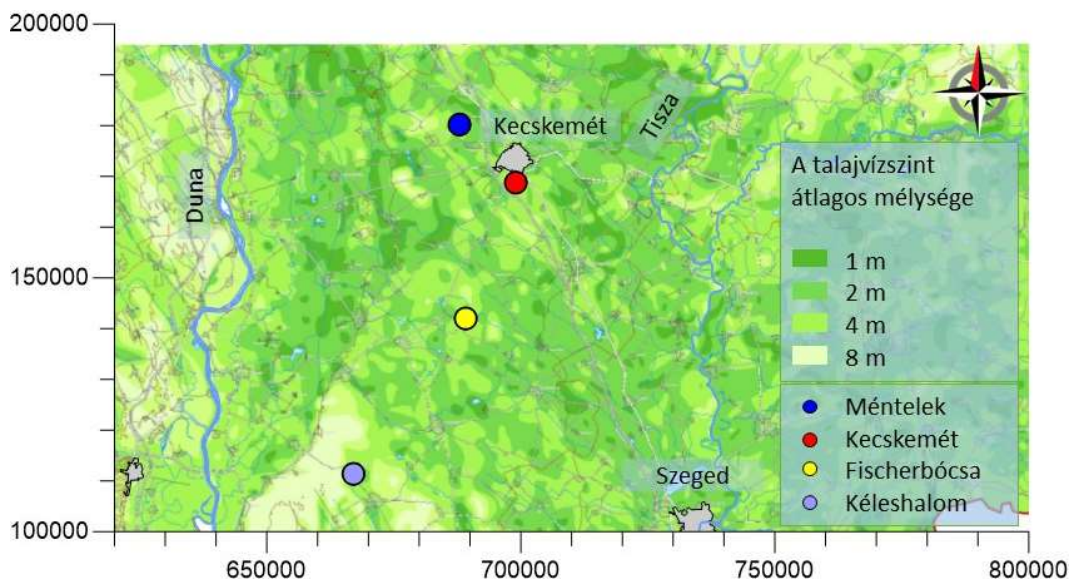
3-7. ábra A Homokhátság felszín alatti vizeinek áramlási rendszere  
(saját szerkesztés Urbancsek J. (1977) nyomán)

Ezt a természetes állapotot mára a megnövekedett rétegvíz-termelések területenként eltérő mértékben módosították. A fő vízáadó réteg vastagsága a Tisza felé nő, Kecskemétnél



100-150 m körüli vastagsággal van jelen (Berényi, Erdélyi, 1990). A talajvízszint átlagos mélysége itt 2-5 m között változik (3-8. ábra), szintje elsősorban a csapadékmennyiség változásától függ (Szalai, 2012).

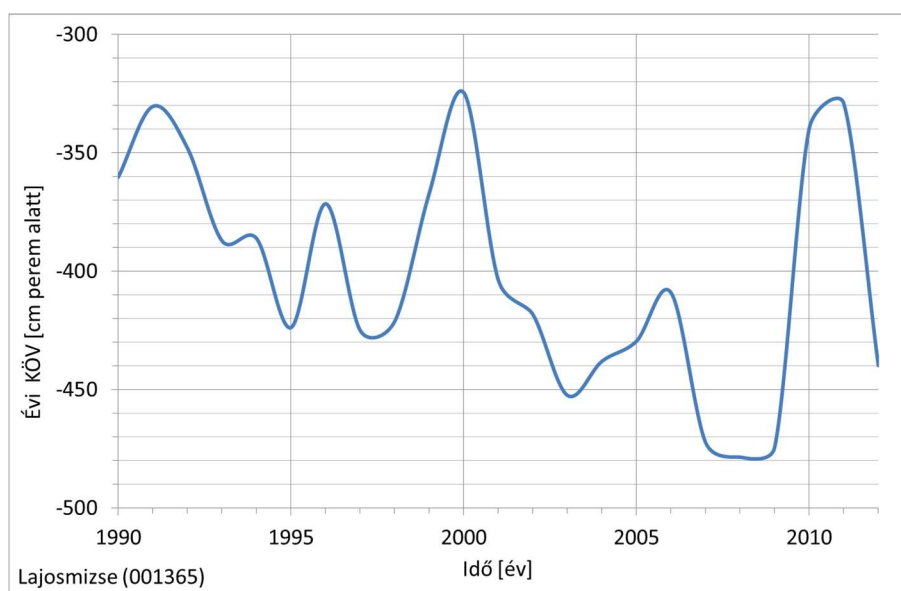
A területre az 1970-es évek közepétől jelentősebb süllyedési szakaszok voltak jellemzőek, de az 1990-es évek közepétől a talajvízszintek kismértékű növekedése figyelhető meg. Már korábban is tanulmányozták a síkvidéki területeken bekövetkező talajvízszint-csökkenést, többek között Liebe (1990) és Rakonczai (2005) is. Rakonczai több, a Duna-Tisza közén található talajvízszintmérő állomás adatait megvizsgálva vonta le azt a következtetést, hogy a talajvíz szintje napjainkig folyamatosan csökken. Szalai (2012) Duna-Tisza közti vizsgálatai alapján állapította meg, hogy az elmúlt évtizedekben, de különösen a legmagasabb hátsági térszíneken az 1970-es évek eleje óta, az alacsonyabb hátsági körzetekben pedig az 1980-as évek kezdetétől az 1990-es évek közepéig jelentős talajvízszint-süllyedés alakult ki. Szalai munkájában (2011) már 1930-tól kezdődően vizsgálta a talajvízszintek változását, következtetései szerint a síkvidékek meghatározó részén a talajvízszint csökkenése a jellemző, néhány talajvízszint-észlelő kút esetében azonban kismértékű növekedés figyelhető meg. Továbbá kiemelte, hogy a talajvízszint változásában nem csupán a szélsőséges időjárási események, hanem antropogén folyamatok is szerepet játszanak, mint a csatornázás, öntözés, tározók és halastavak kialakítása és az egyre fokozódó rétegvíz-termelés.



3-8. ábra A talajvíz átlagos mélysége a Duna-Tisza közti kútcsoportok környezetében

(forrás: <http://map.mfgi.hu>)

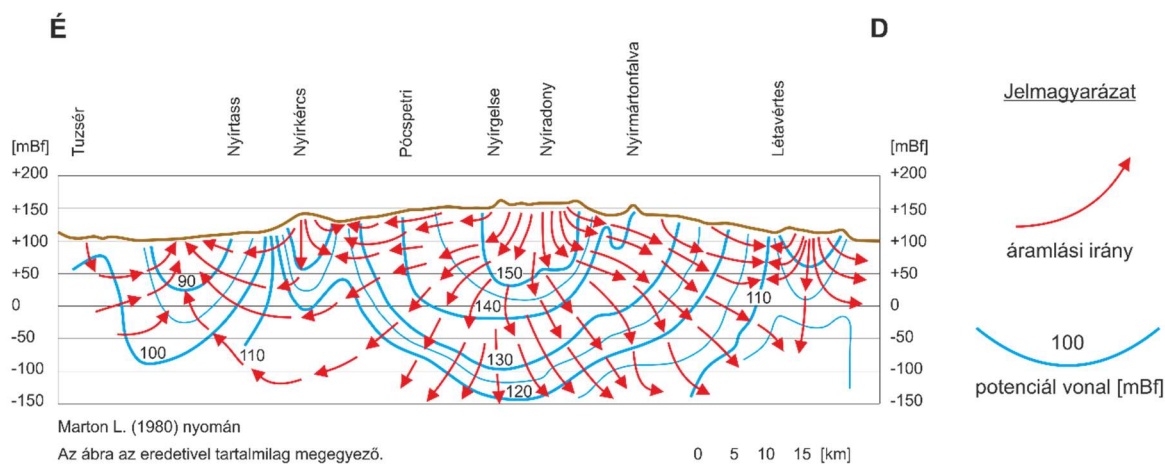
Munkáim során az 1990-2013 közötti időszakot volt lehetőségem vizsgálni a Nemzeti Környezetügyi Intézettől (NeKI) vásárolt adatok alapján, amely során kissé növekvő trendeket kaptam a vizsgált talajvízes kutak többségénél. Ez megegyezik a Szalai által jegyzettekkel, miszerint az 1990-es évek közepéig volt jelentős a süllyedés mértéke, ezután azonban látható állandósulás, kismértékű növekedés jellemzi a területet. Természetesen nem minden kút jellemezhető ezzel a megállapítással, a változás iránya többségében növekvő, mértéke azonban különböző. A Lajosmizsei 001365 törzsszámú talajvízszint-figyelő kút középvíz állásának (KÖV) alakulását mutatja a 3-9. ábra, amely jól tükrözi az egyre szélsőségesebb járást, a minimum és maximum értékek közötti különbségek egyre nagyobbak, a vizsgált 13 év során elérte a 160 cm-t.



3-9. ábra A talajvízszint ingadozása Lajosmizsénél (forrás: NeKI)

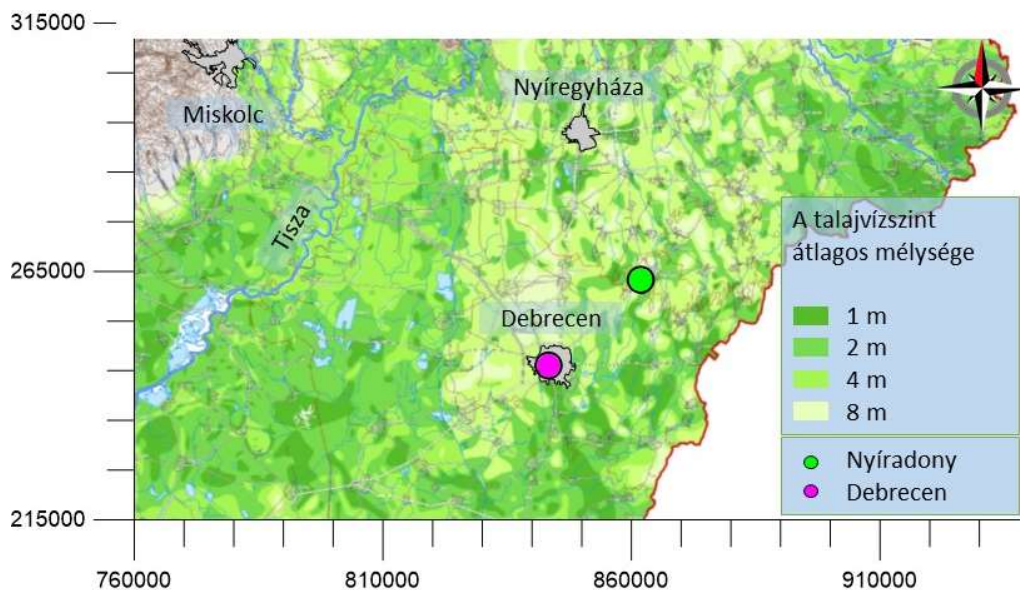
A Nyírség vízvásztója a Hajdúhadház–Nyíradony–Nyírbátor–Nyírmada–Záhony vonalon húzódik. A belvizek miatti lecsapolások előtt a vidék jelentős része lefolyástalan volt, sok tó és lápos-mocsaras területek jellemezték a térséget (Borsy, 1961). A Nyírségben emiatt a tavak kis arányban fordulnak elő, a területet napjainkban csak határfolyók veszik körül, közvetlen folyóvízi kapcsolata megszűnt. A Nyírségben a vizek túlnyomó része a medencealjzat fölött elhelyezkedő szemcsés rétegekből származik: a medenceüledék-összlet több homokkő, kavicsos-homok, homok, iszapos-homok, iszap, agyag és agyagmárga rétegek váltakozásából épül fel. Vízbiztosítás céljából a sós meleg vizet tartalmazó pliocén és a hideg édesvízkészleteket tározó pleisztocén korú törmelékes rétegek a legalkalmasabbak, a paleozoós és triász rétegek jelentéktelenek, a foltokban előforduló eocén és oligocén képződmények pedig

vízzáróak. A pliocén-pleisztocén összletek homokos-kavicsos rétegek és agyagos-iszapos vízrekesztő rétegek váltakozásából épülnek fel. A beszivárgó vizek a magasabb részeken a függőleges irányú szivárgás dominál, a felszín alatti vizek utánpótlódása a felülről történő szivárgás révén valósul meg (3-10. ábra) (Virág, 2013).



3-10. ábra A Nyírség felszín alatti vizeinek áramlási rendszere  
(saját szerkesztés Marton L. (1980) nyomán)

A nyírségi talajvízszint-figyelő kutak adatsorai alapján a talajvízszintek növekedése figyelhető meg, amely a csapadékosság következménye, továbbá a hasonló mélységekben elhelyezkedő talajvízszint ingadozása is megegyező. Kiemelkedő értékek az 1998-as, 2006-as és 2010-es évekre voltak jellemzőek, amely évek csapadékosabbak is voltak. A Nyírségben a talajvízszint átlagos mélysége 2-6 m között változik és elsősorban a csapadék mennyiségétől függ (3-11. ábra).

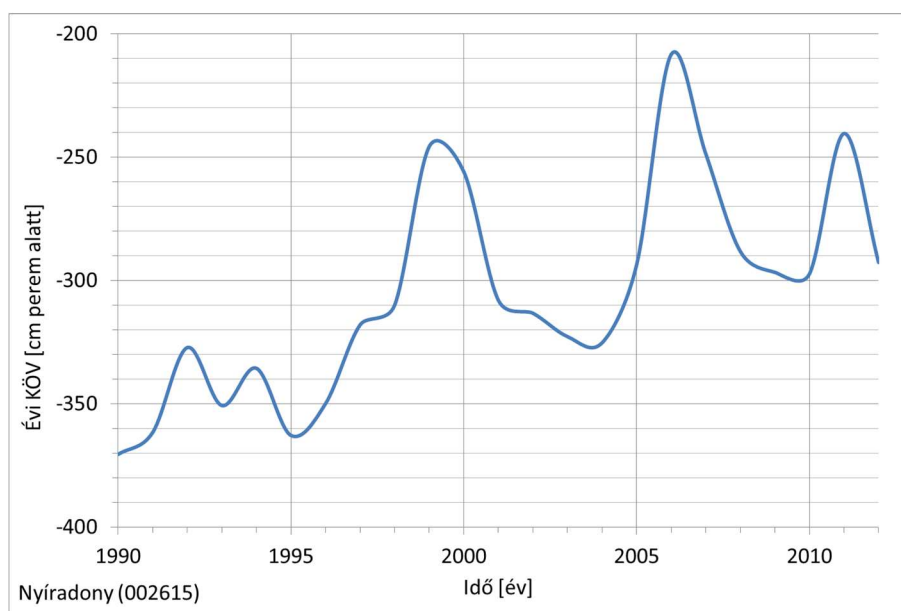


3-11. ábra A talajvíz átlagos mélysége a nyírségi kútcsoportok környezetében

(forrás: <http://map.mfgi.hu>)

A Duna-Tisza középhegységhez hasonlóan nyírségi talajvízszint-figyelő kutakat is vizsgáltam, amely során 1990-2013 időszakban az egyes kutaknál a KÖV (középvíz) ingadozásának átlagos mértéke 142 cm. Meghatároztam az évi KV (kisvíz) és NV (nagyvíz) értékeket is a szélsőségek vizsgálatára, amely során a középvíz állásától való eltérés átlagosan 0,5 m, azonban előfordult 1,5 m-es érték is 1998-ban Nagyecsedben.

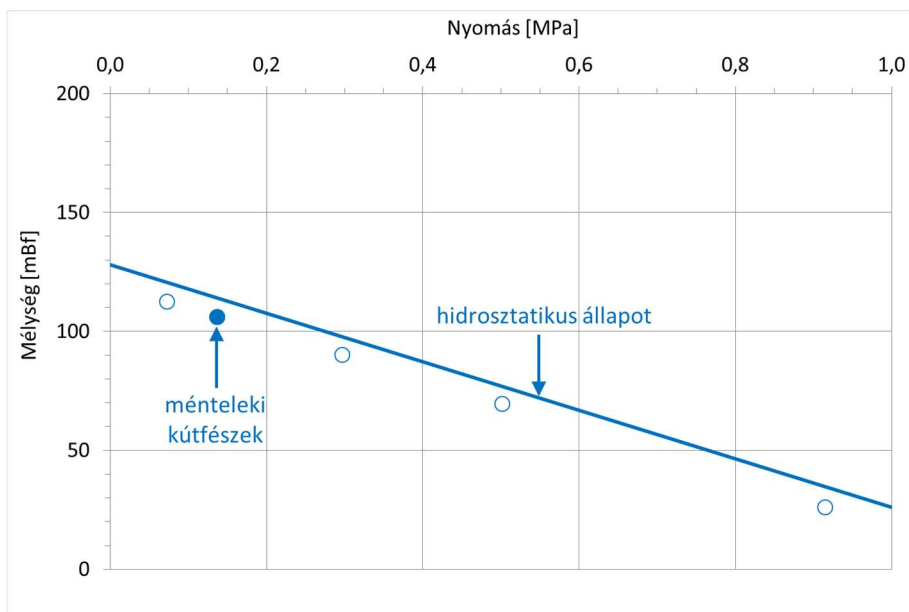
A talajvízszint-figyelő kutak az antropogén hatások mellett nagymértékben függnek a talajvíz szintjétől is, mivel a csapadék hatása a magasabban fekvő talajvizeknél intenzívebb, az átlagtól jelentősebben eltérő értékek nagyobb előfordulással jelentkeznek. A 3-12. ábra a nyíradonyi 002615 törzsszámú talajvízszint-figyelő kút járását mutatja 1990-2013-ig. A talajvízjárás görbében a fentebb említett talajvízszint-növekedés jól megfigyelhető, 2004 és 2006 között a KÖV mintegy 120 cm-es eltérést mutat.



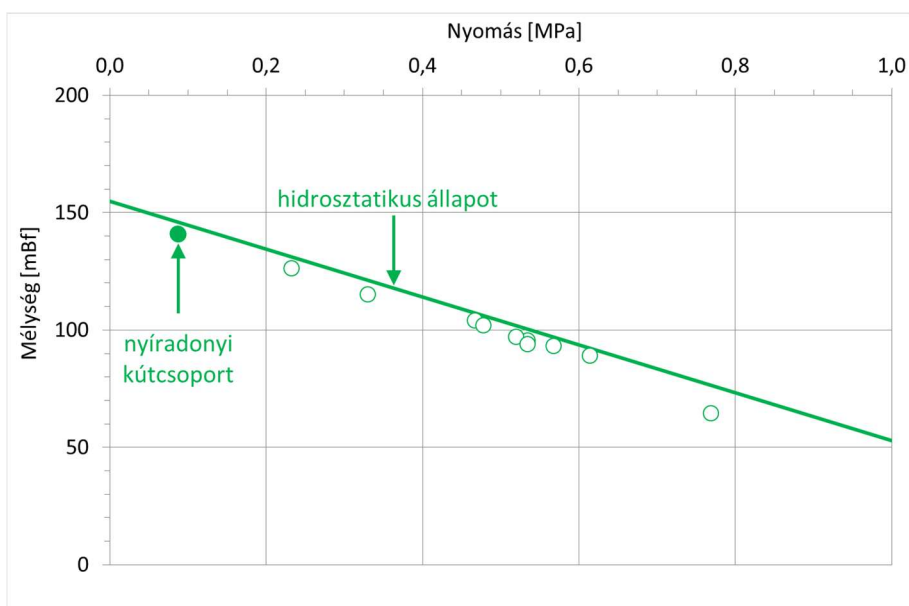
3-12. ábra A talajvízszint ingadozása Nyíradonynál (forrás: NeKI)

### 3.3. A kutatási területek hidraulikai jellemzői

A rétegzett hidrogeológiai rendszer sajátosságaiból (Alföldi, 1986; Erdélyi, 1979; Halász, 1975; Rónai, 1985; Tóth, 1963, 1995) következően a Pannon-medencét kitöltő üledék teljes elterjedési területén és teljes vastagságában összefüggő és összetett hidraulikai rendszert alkot. Ezt a megállapítást már korábban közölte Tóth József (1963) a nagy üledékes medencék áramlási rendszerének törvényszerűségein keresztül, egymástól függetlenül nyert megállapítást a hidraulikai folytonosság elve (Tóth, 1995). Hidraulikai viszonyok tisztázása érdekében a leginkább alkalmazott módszer a nyomás-magasság profil felvétele, amely a víznyomás adott tereppont alatti függőleges mentén meghatározott értékeinek a mérési pont tengerszint feletti magassága függvényében ábrázolt grafikonja. Az így ábrázolt víznyomásnak az egységnyi magasság változásra eső különbsége egyenesen arányos a nyomás gradiens függőleges komponensével, tehát utal a folyadékra ható hajtóerő függőleges irányú értékére. Vízföldtani kutatások során a hidrosztatikus gradienstől nagyobb érték feláramló, az ettől kisebb pedig leáramló vízmozgást jelöl (Tóth, Sheng, 1996). Az alábbi ábrákon a ménteleki (3-13. ábra) és a nyíradonyi (3-14. ábra) kútcsoportok környezetének hidraulikai viszonyait mutatom be a legközelebbi kutak nyomásértékeinek ábrázolásával, amelyek egyértelműen beszivárgási területet jelölnek.



3-13. ábra A ménteleki kútcsoport közelében lévő kutak nyomásviszonyai



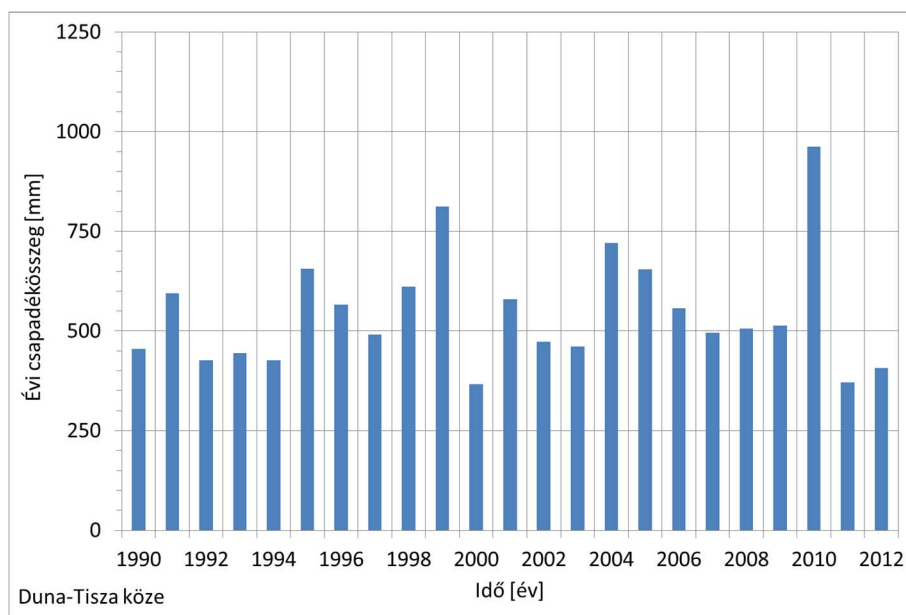
3-14. ábra A nyíradonyi kútcsoport közelében lévő kutak nyomásviszonyai

### 3.4. A kutatási területek éghajlati jellemzői

A Duna-Tisza köze É-i területét a meleg, mérsékelt nedves, amíg a D-i területét már a meleg, mérsékelt száraz éghajlati viszonyok jellemzik. Hazánk más tájaihoz viszonyítva is alapvetően melegebb, szárazabb és aszályosabb terület: az évi középhőmérséklet 10,2-10,7°C, az évi közepes hőmérsékleti ingás 20°C. A nyári napok száma 75-85 nap, de az országhatárnál már a 95 napot is meghaladhatja. Az sokévi csapadékmennyiség átlaga a középső területekről a peremek felé haladva 500-590 mm/év között változik, amelynek legnagyobb része nyáron

hullik. Sok éves mérési adatok alapján elmondható, hogy a téli napok száma 30-40 közötti, míg a fagyos napoké 90-100 nap (Péczely, 2006).

A szakirodalmi áttekintést kiegészítve lehetőségem volt a KÚTFŐ Projekt során 2013-ban hidrológiai vizsgálatokat is végezni a területre. A Duna-Tisza közti mérőállomásokra jellemző éves csapadékösszegek átlagából számítva az átlagos csapadékmennyisége 540 mm-re adódik (3-15. ábra). A vizsgált időszakban a csapadék éves mennyiségének maximumát 2010-ben érte el, a maximális csapadékmennyiség ekkor a kocséri csapadékmérő állomáson regisztrálva 1000 mm volt. Érdekesség, hogy ez időben a Bükk és Mátra területén is magas értékeket mértek, sőt, a valaha mért legnagyobb csapadékmennyiség jellemezte a Bükköt, Kékestetőn 1517 mm csapadék hullott 2010-ben. A legkisebb évi csapadékösszeg a Duna-Tisza közén 2000-ben Lakiteleknél 274 mm volt, a minimális csapadékmennyiségek átlaga szintén alacsony, 426 mm volt.

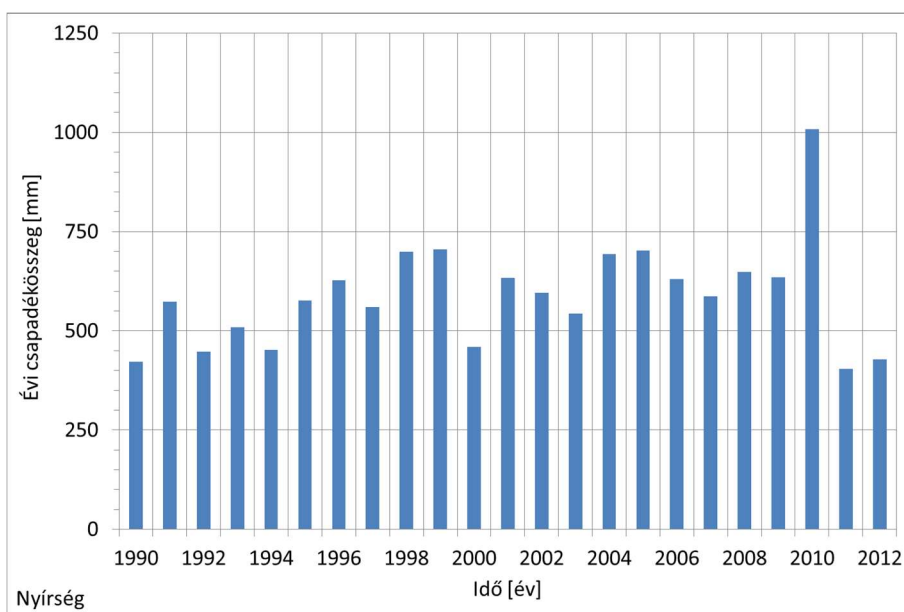


3-15. ábra A Duna-Tisza köze csapadékviszonyai 1990-2012 (forrás: NeKI)

A Nyírség területén a mérsékelt meleg, mérsékelt száraz éghajlat a meghatározó. Az Alföldre jellemző viszonyokhoz képest a Nyírség éghajlata kissé eltérő: a telek hidegebbek, a nyarak pedig hűvösebbek, az évi hőmérsékleti ingadozás nem számottevő, melynek oka az erdélyi hegyvidékhez való közelség. A téli napok száma 30-35 körül alakul, a fagyos napoké 100-120 nap. Nyáron több napos szárazság és aszály is kialakulhat, az akkumulációs és deflációs formák következtében mikroklímák alakultak ki. (Borsy, 1961). Az évi középhőmérséklet 9,6-9,7°C, amíg a nyári napok száma 75-85 nap. A csapadékmennyiség

sokéves átlaga 550-600 mm között mozog, amelyből a legtöbb nyáron hullik, áprilistól szeptemberig a 350-385 mm-t is elérheti a csapadék mennyisége a Nyírség K-i felén, ősszel azonban ez a mennyiség kisebb (125-150 mm között ingadozik), míg a zivataros napok száma április, május és június hónapokban a legmagasabb (Péczely, 2006).

A Duna-Tisza közéhez hasonlóan nyírségi és hajdúháti csapadékmérő állomások adatait is elemeztem szintén a 1990-2012-ig terjedő időszakra (3-16. ábra), amikor is a csapadékmennyiség átlaga a Nyírségben 589 mm volt. A legkisebb regisztrált évi csapadékösszeg Hajdúböszörményben 1992-ben volt (339 mm), a minimális csapadékmennyiségek átlaga szintén alacsony volt, mintegy 448 mm. A vizsgált időszakban a csapadék éves mennyisége növekvő tendenciát mutat, maximumát 2010-ben érte el, ekkor Nyírbogátnál 1086 mm-t mértek. A csapadékosságot tekintve az egész 2010-es év talán abszolút maximum volt, amikor természeti katasztrófák sújtottak, árvízi rekordok dőltek meg, szélsőséges csapadékviszonyokkal jellemezhető év volt.



3-16. ábra A Nyírség csapadékviszonyai 1990-2012 (forrás: NeKI)



## 4. A környezeti izotópok vízföldtani alkalmazási lehetőségei

### 4.1. A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott trícium

A természetben előforduló izotópok között vannak olyanok, amelyek radioaktív bomláson mennek keresztül. Ezek között található rövidebb és hosszabb felezési idejű izotópok is, mint például a trícium ( $^3\text{H}$ ) és a radiokarbon ( $^{14}\text{C}$ ). Egy adott időintervallumban történő bomlások száma arányos a nukleonok teljes számával:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (4-1. \text{ egyenlet})$$

ahol  $dN$  a bomlások száma [db],  $dt$  az adott időintervallum [év],  $\lambda$  a bomlási állandó [ $1/\text{év}$ ] és  $N$  a nukleonok száma [db]. A bomlási állandó azt mutatja meg, hogy időegység alatt mekkora valószínűséggel bomlik el egy atommag, és amely a különböző radioaktív izotópoknak egy karakterisztikus anyagi állandója. A 4-1. egyenletet integrálva a bomlási törvényt kapjuk meg:

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (4-2. \text{ egyenlet})$$

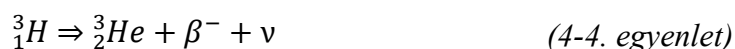
ahol  $N(t)$  az adott időpillanatban meglévő radioaktív nukleonok száma [db],  $N_0$  a kezdeti radioaktív nukleonok száma [db] és  $t$  a bomlás kezdete óta eltelt idő [év].

Gyakran használják a felezési idő értékét ( $T_{1/2}$ ), amely megmutatja, hogy mennyi idő alatt bomlik el az összes radioaktív nukleon fele. Ez is a különböző radioaktív izotópok karakterisztikus értéke ( $^3\text{H}$  esetén 12,32 év), és amely a bomlási állandóval a következő kapcsolatban van:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (4-3. \text{ egyenlet})$$

A vízföldtani kutatásban a radioaktív izotópokat elsősorban a vizek kormeghatározására használják, amelynek lehetőségét a viszonylag nagy pontosságú mérési technikák biztosítják, kiválóan használhatóak a függőleges beszivárgási sebesség és a rétegirányú áramlási sebesség számítására is.

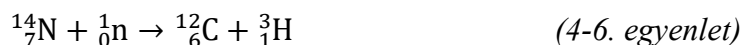
A  ${}^3\text{H}$  a hidrogén természetben előforduló hármas tömegszámú izotópja, egy protonból és két neutronból áll,  $\beta$ -sugárzása során (Lucas, Unterweger, 2000) stabil héliummá ( ${}^3\text{He}$ ) alakul át egy antineutrínó ( $\nu$ ) jelenlétében:



A  ${}^3\text{H}$  koncentrációját trícium-egységekben adják meg, amelyet az angol tritium unit kifejezésből TU-val rövidítenek, és amely koncentráció azt jelenti, hogy  $10^{18}$   ${}^1\text{H}$  atomra hány  ${}^3\text{H}$  atom jut (a továbbiakban minden  ${}^3\text{H}$ -koncentrációt TU-ban adok meg). Továbbá itt jegyzem meg, hogy víz esetében 1 TU 0,12 Bq/l aktivitás-koncentráció értékkel egyezik meg:

$$1\text{TU} = \frac{1 \text{ } {}^3\text{H}}{10^{18} \text{ } {}^1\text{H}} = 0,12 \text{ Bq/l} \quad (4-5. \text{ egyenlet})$$

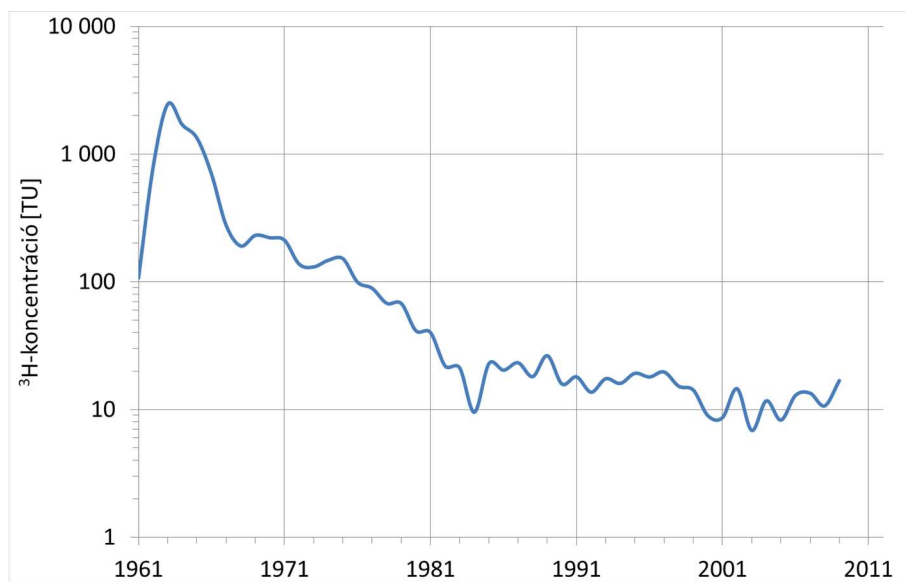
A  ${}^3\text{H}$  természetes és mesterséges úton is keletkezik. A természetes úton keletkező  ${}^3\text{H}$  legnagyobb része, kb. 2/3-a a sztratoszférában (10-25 km magasságban) kozmikus sugárzás hatására, míg kb. 1/3 része a troposzférában keletkezik, az egyéb természetes úton keletkező  ${}^3\text{H}$  mennyisége elhanyagolható. A kozmikus sugárzás következtében szekunder neutronok jönnek létre, amelyek a légkört „bombázva” reakcióba lépnek a levegőben található nitrogénnel:



A keletkezett  ${}^3\text{H}$  oxidálódik és bekerül a földi vízkörforgásba, az így keletkező  ${}^3\text{H}$  termelődési sebessége  $0,12 \pm 0,04$   ${}^3\text{H}$  atom/cm<sup>2</sup>sec (Deák, Horváthné, 2009), mennyisége évente mintegy  $2,59 \cdot 10^9$  GBq (Grimes et al., 1982).

Mesterséges úton keletkezett  ${}^3\text{H}$  elsőként 1945-ben került a környezetünkbe, az első atombomba robbantások alkalmával. Ezekből csak viszonylag csekély mennyiségű  ${}^3\text{H}$  került a Föld légkörébe, majd az 1952-től, az első termonukleáris magfúzió alapuló hidrogénbomba felrobbantásával kezdve környezetünk  ${}^3\text{H}$ -koncentrációja nagyságrendekkel változott (az 1945-1975 közötti 30 évben összesen mintegy  $2,96 \cdot 10^{11}$  GBq volt környezetünk plusz  ${}^3\text{H}$ -terhelése, ami átlagosan  $9,87 \cdot 10^9$  GBq/év mennyiségnek felel meg) (Grimes et al., 1982). Azonban a napjainkban üzemelő atomerőműveknek is van környezeti  ${}^3\text{H}$ -kibocsájtásuk, és amíg a légkörbe történő kibocsájtása elenyészően kicsi, addig nagyobb részt tríciumosított víz a meghatározó, amely azonban inkább lokális szennyezésként értelmezendő, mint globális szinten jelentkezne ( $3,6 \cdot 10^6$  GBq/év) (McKay, 1980).

Az 1953 előtti csapadékvíz  $^3\text{H}$ -koncentrációját ismert évjáratú borok vizsgálatával határozták meg, amelyek alapján arra a következtetésre jutottak, hogy az 1928-1953-ig tartó időszakban Észak-Amerikában és Európában a csapadék  $^3\text{H}$ -koncentrációja közel állandó értékű, 3-7 TU volt (Kaufman, Libby, 1954). Magyarországon a csapadékvizek  $^3\text{H}$ -koncentrációjának a mérése 1972-ben kezdődött, így a kutatásaim során a bécsi csapadék idősort használtam, amelynek évi átlagos  $^3\text{H}$ -koncentrációját az 4-1. ábra mutatja (a bécsi csapadék idősoron ugyanis látszódik még az 1963-as bombacsúcs előtti időszak is). Az ábrából jól kitűnik, hogy a  $^3\text{H}$ -koncentráció 1963-ban érte el a maximumát, ekkor az évi átlag több, mint 2000 TU volt. Jelen dolgozatom során alkalmazott  $^3\text{H}$ -csúcs módszernél ezen 1963-as maximum érték mélységbeli helyzetét keresem, amelyre a beszivárgási számításaimat végzem. Az 1963-ban bevezetett részleges atomcsend egyezmény hatására megszűntek a légköri atomrobbantások, így a csapadék  $^3\text{H}$ -koncentrációja folyamatosan csökkent. Ez a csökkenés az első évtizedben (1963-1973) 1,2 év felezési idővel történt, amely a  $^3\text{H}$  levegőből történő kiürülési sebességét mutatja, manapság 10-12 TU az átlagos háttér-koncentráció. Az utóbbi évek stagnáló értékei jelzik, hogy a csapadéokban beállt egy új, kissé magasabb  $^3\text{H}$ -koncentráció, amely nagyrészt az ipari eredetű  $^3\text{H}$ -kibocsátásnak köszönhető. Dolgozatom során a számított beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációkat a 4-1. ábrán jelöltem (illetve néhány esetben annak módosított változatán).



4-1. ábra A bécsi csapadék  $^3\text{H}$ -koncentrációja (forrás: <http://www-naweb.iaea.org>)

A  $^3\text{H}$  a legideálisabb nyomjelző, mivel a hidrogén izotópjaként beépül a vízmolekulába az egyik hidrogén helyére, így  $\text{H}^3\text{HO}$  felépítésű vízmolekulát hoz létre. Vizek kormeghatározásának alapja, hogy az 50 évnél fiatalabb csapadék eredetű vizekben még jóval kimutatási határ felett

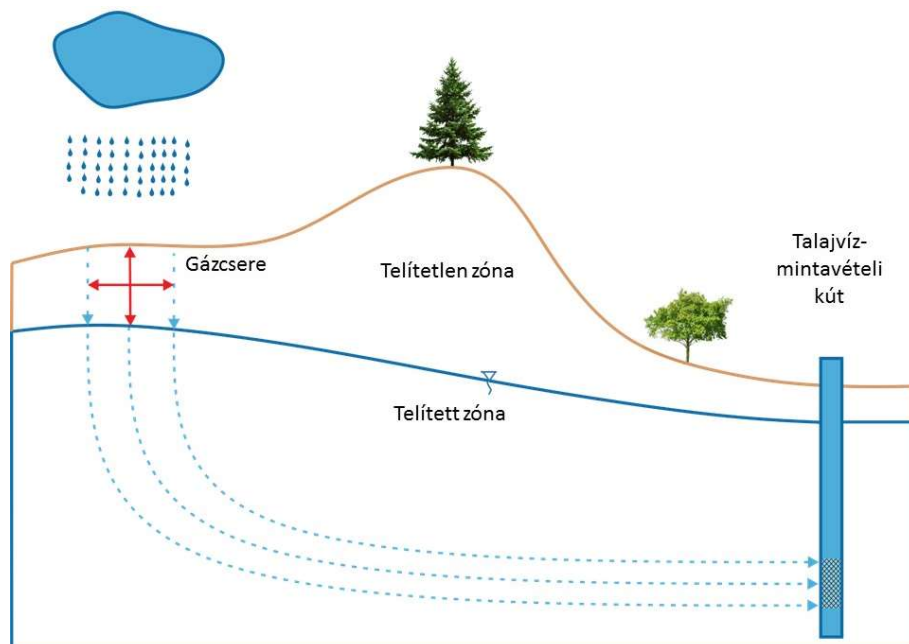
van jelen a  $^3\text{H}$ , míg az 1952 előtti vizekben a radioaktív bomlása során a koncentrációja már alacsonyabb, mint 0,15 TU (ez azonban még kimutatható, csak eléggé érzékeny módszert kell alkalmazni). Ezáltal ellenőrizhető, hogy az adott rétegvíz 50 évnél fiatalabb-e, valamint, hogy tartalmaz-e 50 évnél fiatalabb komponenst, amely alapján bizonyítható az is, hogy egy vízáadó túltermeltetett-e.

Az áramlási pályán történő vizsgálatokból nyomon követhető a  $^3\text{H}$  koncentrációjának változása, segítségével szivárgási sebességet lehet számítani. Két módszer, a  $^3\text{H}$ -csúcs, valamint a  $^3\text{H}$ -mérleg elve az, hogy az előző esetében az 1963-ban beszivárgott víz jelenlegi mélységbeli helyzetéből lehet számítani a vízmozgás sebességét, míg a  $^3\text{H}$ -mérleg szerinti meghatározás alapja, hogy a talajvízben mért és összegzett  $^3\text{H}$ -koncentráció megegyezik az évente a talajvízbe beszivárgott csapadék jelenlegi értékre lebomlott  $^3\text{H}$ -koncentrációjának az összegével (Deák, Horváthné, 2009).  $^3\text{H}$ -os vizsgálatokból kapott eredmények felhasználásával vízföldtani modelleket is lehet kalibrálni. Dolgozatomban is anyagtranszport modellek kalibrálására alkalmaztam a mért  $^3\text{H}$ -koncentráció értékeket.

#### **4.2. A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott nemesgázok**

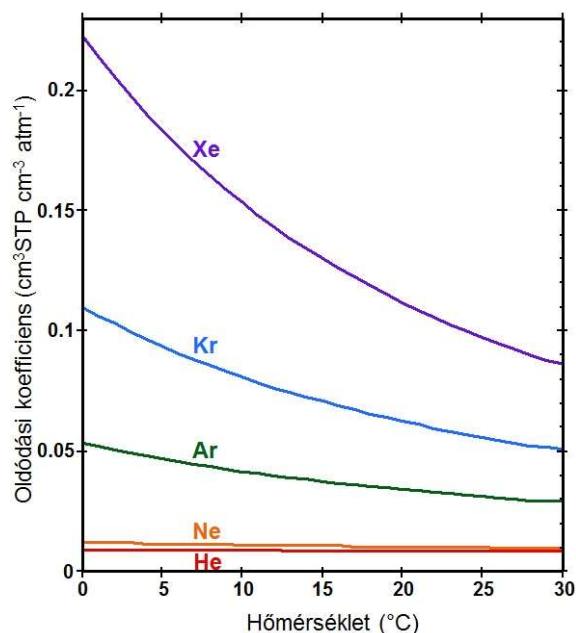
A hidrogeológiai kutatásokban többféle területen használják fel a kémiaiilag semleges nemesgázokat, többek között a beszivárgáskori hőmérsékletek meghatározása. A frissen beszivárgó vízben a levegőből beoldható gázok, így a nemesgázok (hélium (He), neon (Ne), argon (Ar), kripton (Kr) és xenon (Xe)) oldódása is hőmérsékletfüggő. Amikor a víz kapcsolata megszűnik a telítetlen zónában lévő talajlevegővel, a nemesgázok koncentrációja jelentős mértékben már nem változik, így a vízmintákban mért koncentrációkból akár  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ -os pontossággal következtetni lehet a beszivárgáskori abszolút hőmérsékletre. A felszín alatti vizek nemesgázokból számított hőmérséklete a beszivárgáskori éghajlati körülményeket tükrözi. Ha tekintünk egy folyadékot, legyen ez egy, a környező levegővel érintkező szabad vízfelszín, akkor benne oldódni fognak a levegőt alkotó gázok. A Henry-törvény alapján az oldott gáz koncentrációja a víz hőmérsékletétől, a gáz fajtájától és a gáz levegőbeli parciális nyomásától függ (minél hidegebb a víz, annál több gáz fog oldódni benne). A beszivárgási területen lehulló csapadék átszivárog a talajt alkotó kőzetszemcsék között, és a talajgázokat magába oldja az akkori talajhőmérsékletnek megfelelő mennyiségben (4-2. ábra). A talajgázok összetétele persze a levegőtől valamennyire eltérő, azonban, ha csupán a nemesgázok parciális nyomását figyeljük, a talajgáz nemesgáz-összetétele a legtöbb esetben megegyezik a levegőével. Így alkalmas a módszer a beszivárgó víz nemesgáz-koncentrációinak mérése

alján a mintázott felszín alatti víz beszivárgáskori hőmérsékletének számítására. A nemesgáz-tömegspektrométer pontosságának köszönhetően a nemesgáz-koncentrációkból számolt oldódási hőmérséklet bizonytalansága legtöbb esetben 0,4-0,8°C közötti.



4-2. ábra A csapadékvíz és a talajgáz közti gázcsere a beszivárgás során

A 4-3. ábra mutatja, hogy hogyan függenek az egyes nemesgázok oldhatóságai a hőmérséklettől, amelyen jól látszik, hogy a nehezebb nemesgázok egyrészt jobban oldódnak, másrészt koncentrációinak hőmérsékletfüggése erősebb, mint a könnyebbeké. A lehullott csapadékvíz a szivárgási pályája mentén a mélyebb rétegek felé mozog, a nemesgázok mennyisége (a He kivételével) nem fog megváltozni, mivel nem vesznek részt sem biológiai, sem kémiai folyamatokban, így a kiindulási nemesgáz-koncentráció még több ezer évvel később is fennmaradhat a vízben. Fontos tudni, hogy ez nem minden víztartóra igaz: mély, termálvizet tartalmazó víztartók esetén a gázképződés, az olaj/gáztelepek közelsége és hatása a vizek nemesgáz-tartalmát jelentősen befolyásolhatja. A maximum néhány száz méter mély üledékes víztartó rétegek azonban alkalmasak arra, hogy a belőlük származó víz nemesgáz-koncentrációit megmérve a beszivárgáskori hőmérsékletét számítsuk. Ha az adott helyről vett vízminta korát is (azaz azt az időt, ami a beszivárgás óta eltelt) meg tudjuk állapítani, akkor rekonstruálni lehet azt, hogy hogyan változott a hőmérséklet az adott térségben. Ez az időintervallum a felszín alatti vizek kormeghatározási korlátai miatt néhány tízezer év, ami lehetővé teszi a holocén-késő-pleisztocén hőmérsékleti viszonyainak tanulmányozását is.



4-3. ábra A nemesgázok oldhatóságai viszonyai

A víz korát geológiailag szerencsés esetben a vízben oldott többlet-He alapján is meg lehet becsülni. A kőzetekben lévő  $\alpha$ -bomló izotópok mennyiségét ismerve meg tudjuk állapítani az adott ásványokból időegységenként kiáramló He mennyiségét. Ha a geológiai környezet olyan, hogy az amúgy a kéreg mélyebb részeiből feláramló He nem tud a víztartóba jutni (hanem csak az előbb említett in-situ He-többlet az, ami meg tudja növelni az oldott He-koncentrációt), akkor ismervén a kőzet urán és tórium-tartalmát és megmérve a vízben oldott He koncentrációját, meg lehet adni a víz úgynevezett He-korát.

A  $^3\text{H}$  radioaktív bomlása során 3-as tömegszámú hélium-izotóppá ( $^3\text{He}$ ) alakul át: amíg a  $^3\text{H}$  koncentrációja exponenciálisan csökken, addig a leányelemének koncentrációja ugyanazon függvény szerint folyamatosan növekszik. A vízben oldott  $^3\text{H}$ -ból származó  $^3\text{He}$  ( $^3\text{He}_{\text{trit}}$ ) mérésével meg tudjuk becsülni a beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációt, amennyiben a vizsgálati rendszert zártnak tekintjük, abból nem „szökik el” He. Ebben az esetben a kezdeti  $^3\text{H}$ -koncentrációt a jelenleg mért  $^3\text{H}$  koncentrációjának és a  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  járuléknak az összege fogja adni ( $^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{trit}}$ ). A  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  meghatározásához meg kell mérni a vízben oldott He mennyiségét és a  $^3\text{He}/^4\text{He}$  izotóparányt.

A víz  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korát a következő összefüggés alapján számítjuk (Schlosser et al., 1988; Solomon, Cook, 2000):

$$\tau = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \cdot \ln \left[ 1 + \frac{^3\text{He}_{\text{trit}}}{^3\text{H}} \right] \quad (4-7. \text{ egyenlet})$$

ahol  $\tau$  a víz  $^3\text{H}/^3\text{He}$  kora [év],  $T_{1/2}$  a  $^3\text{H}$  felezési ideje [év],  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  a  $^3\text{H}$  bomlásából származó  $^3\text{He}$  mennyisége [TU].

A hélium 4-es tömegszámú izotópjának ( $^4\text{He}$ ) koncentrációja a felszín alatti vízszivárgás és -áramlás során folyamatosan növekszik a radioaktív bomlási sorok  $\alpha$ -bomlása során keletkező  $\alpha$ -részecskék beoldódása miatt. Ezek az  $\alpha$ -részecskék két neutronból és két protonból állnak, két elektron felvételével  $^4\text{He}$ -gé alakulnak. A felszín alatti vizekben mért  $^4\text{He}$ -koncentráció alapján nagyon idős vizek korát lehet becsülni.

### 4.3. A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott stabil izotópok

A vizsgált minta nehéz és könnyű stabil izotóp arányának relatív különbségét egy standard érték figyelembevételével szoktuk meghatározni, amelyet  $\delta$ -val jelölünk, és a következőképpen határozzuk meg:

$$\delta = \frac{R_{\text{minta}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \cdot 1000 \text{ [‰]} \quad (4-8. \text{ egyenlet})$$

ahol R a nehéz és a könnyű izotópok aránya.

Ha ez a  $\delta$  érték pozitív, akkor a minta relatíve gazdagabb nehéz izotópokban, mint a standard, ezzel szemben, ha ez az érték negatív, akkor a minta izotópos szempontból könnyebb, mint a standard.

A különféle referenciaanyagok, mint a VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) és a VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) is stabil O-izotópokra vonatkoznak (Gonfiantini, 1987, 1984; Coplen, 1988). A VSMOW az óceán vizét, míg a VPDB a  $\text{CaCO}_3$ -képződmények izotóp-összetételét veszi alapul. Amint azt korábban már megállapították, a stabil oxigén izotóp összetétele a vízben és a  $\text{CaCO}_3$  képződményekben különbözik. Dolgozatomban a vizsgált vízminták  $\delta^{18}\text{O}$  értékét minden esetben a VSMOW-ra vonatkoztatva adom meg, ‰-ben kifejezve.

Thomson 1913-as kutatásai során fedezte fel a neon két különböző, 20-as és 22-es tömegszámú változatát, amely kutatások az elsők voltak az adott szakterületen, és amelyek igazolták kémiai elemek tömegszámbeli módosulatait (Thomson, 1913). Ezen vizsgálatok során 1914-ben történtek meg az első tömegspektrométeres vizsgálatok, majd Urey 1931-es hidrogéneken végzett tömegspektrométeres kutatásai rávilágítottak, hogy bár ugyanolyan kémiai tulajdonságokkal rendelkezik mindkét módosulata, mégis más tömegszámmal vannak jelen. Urey nevezte el a hidrogén 2-es tömegszámú módosulatait deutériumnak ( $^2\text{H}$ , (D)) (Urey, 1932). Mindezen kutatások során a tömegszámbeli eltérések sokáig nem voltak tisztázottak, amíg Chadwick 1932-ben felfedezte az atommag proton melletti összetevőjét, a neutron (Chadwick, 1932). Urey (1947) tudományos cikkében foglalkozik az izotópok eltérő megoszlásával a különböző komponensek között (amely az atomtömegek közötti különbség következménye), továbbá rávilágít az izotópok termodinamikai jellemzőire is, amely megállapításai alapozták meg a stabil izotópok geológiai és hidrogeológiai felhasználási lehetőségeit. A molekulák energiáját ugyanis a translációs-, vibrációs-, rotációs energia és az elektronok energiája határozzák meg, amelyek közül az izotópok megoszlásáért leginkább az erősen hőmérsékletfüggő vibrációs energia a felelős, így a frakcionáció folyamatát is legnagyobb mértékben ez alakítja (Clark, Fritz, 1997).

A hidrogénnek kettő ( $^1\text{H}$ ,  $^2\text{H}$  (D)), az oxigénnek pedig három ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) stabil izotópja létezik. Ezekből az izotópokból kilencféleképpen képződhet stabil vízmolekula, a különböző változatok tömegszáma 18-tól 22-ig terjedő tartományba található. A leggyakoribb és egyben a legkönnyebb a  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ , míg a legnehezebb a  $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$  felépítésű vízmolekula. A víz folyékony és gáz halmazállapota közötti váltás során a nehezebb vízmolekulák a folyékony fázisban koncentrálnak, ezért az óceánok felszínéről elpárolgott víz izotópos szempontból könnyebb, mint az óceán vize, továbbá ebből a vízpárából képződött csapadék izotópos szempontból nehezebb, mint a visszamaradó vízpára (Fetter, 2000).

Vízminták izotóparányainak meghatározására leggyakrabban a tömegspektrometriát alkalmazzák. A hidrogén és az oxigén izotópok esetében a következő izotóparányokat határozzák meg egy nemzetközi standardhoz viszonyítva:  $^2\text{H}/^1\text{H}$  ( $\delta^2\text{H}$  vagy  $\delta\text{D}$ ) és  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ). A viszonyítási standard a SMOW (Standard Mean Ocean Water), amelynek koncentrációja a következő:  $^2\text{H}/^1\text{H} = (158 \pm 2) \cdot 10^{-6}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = (1993,4 \pm 2,5) \cdot 10^{-6}$ . A nehéz és a könnyű stabil izotópok arányát a standard értékek figyelembevételével hidrogénre és oxigénre Craig (1961b) a következőképpen adta meg:



$$\delta^2\text{H} = \left[ \frac{(\text{}^2\text{H}/\text{}^1\text{H})_{\text{minta}}}{(\text{}^2\text{H}/\text{}^1\text{H})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \cdot 10^3 [\text{‰}] \quad (4-9. \text{ egyenlet})$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{minta}}}{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \cdot 10^3 [\text{‰}] \quad (4-10. \text{ egyenlet})$$

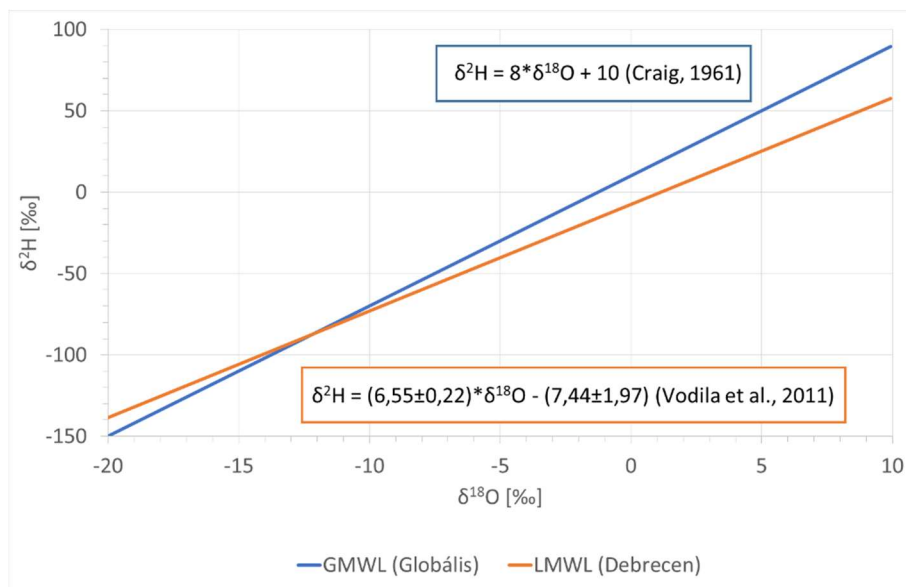
Kontinentális csapadékokban mért  $\delta^2\text{H}$  értékeket a hozzájuk tartozó  $\delta^{18}\text{O}$  értékek függvényében ábrázolva lineáris kapcsolatot fedeztek fel, amelyet a következő egyenlettel írtak le:

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (4-11. \text{ egyenlet})$$

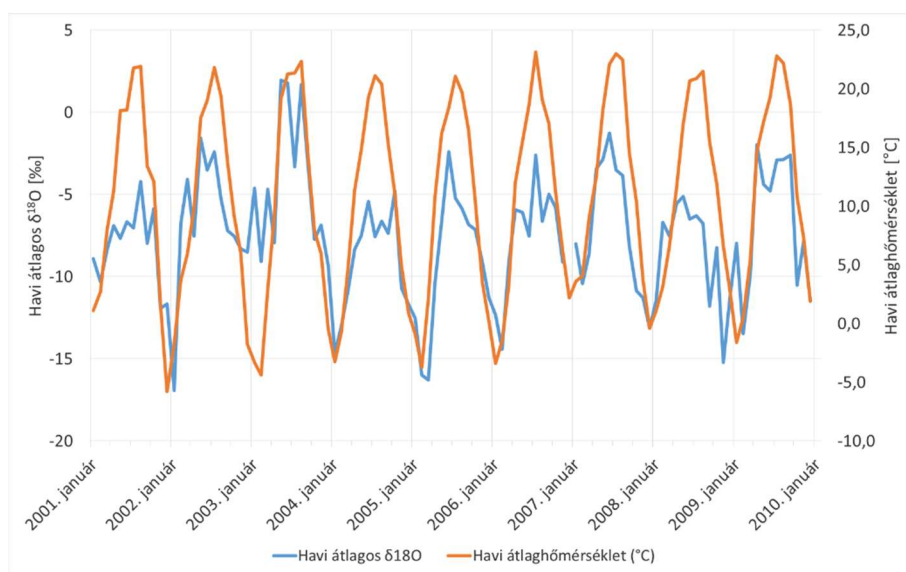
és amely összefüggést Globális Csapadékvíz Vonalnak (Global Meteoric Water Line - GMWL) nevezünk. A kontinentális területeken hulló csapadékokból vett minták ennek a vonalnak a közelében csoportosulnak (Craig, 1961a; Rozanski et al., 1993). Hazai kutatásokat is végeztek a magyarországi csapadékok stabil izotópos vizsgálatára, mégpedig Deák József vezetésével Abádszalókon (Deák, 2006) és Palcsu László irányításával az ATOMKI-ban Debrecenben (Vodila et al., 2011). A debreceni csapadék izotópos vizsgálata során meghatározhatóvá vált az Alföldre jellemző Lokális Csapadékvíz Vonal (Local Meteoric Water Line - LMWL), amely az alábbi összefüggéssel definiálható (4-4. ábra):

$$\delta^2\text{H} = (6,55 \pm 0,22) \cdot \delta^{18}\text{O} - (7,44 \pm 1,97) \quad (4-12. \text{ egyenlet})$$

A csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^2\text{H}$  értéke az évszakokkal periodikusan változik: a mérsékelt éghajlati övben nyáron pozitívabb, míg télen negatívabb az értékük (4-5. ábra). Izotóphidrológiai vizsgálatok során általában nem az évi értékeket használják, hanem a havi, csapadékmennyiségekkel súlyozott értékeket. Deák József abádszalóki mérései alapján (1977-1988)  $\delta^{18}\text{O}$ -ra  $-9,3\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H}$ -ra pedig  $-68\text{‰}$  évi átlag értékeket adott meg (Deák, 2006), míg debreceni csapadékmintákon végzett mérések (2001-2009)  $\delta^{18}\text{O}$ -ra  $-7,7\text{‰}$ , míg  $\delta^2\text{H}$ -ra  $-58,2\text{‰}$  évi átlagokat igazoltak (Vodila et al., 2011). Dolgozatomban a telítetlen zónában végzett vizsgálatok során az utóbbi, debreceni csapadék idősorát alkalmaztam, mint input paramétereket.



4-4. ábra A Globális és a debreceni Lokális Csapadékvíz Vonalak  
(forrás: Craig, 1961; Vodila et al, 2011)



4-5. ábra A debreceni csapadék havi átlagos  $\delta^{18}\text{O}$  értéke és a havi átlaghőmérsékletek  
(forrás: Vodila et al, 2011)

A  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értékek segítségével rekonstruálható a paleoklíma, kimutatható a fiatalabb és idősebb vizek keveredése, elválaszthatóak a jégkorszakban és a holocénben beszivárgott vizek. A debreceni csapadékok stabil izotópos vizsgálatai alapján az alábbi hőmérsékletfüggést állapították meg (Vodila et al., 2011):

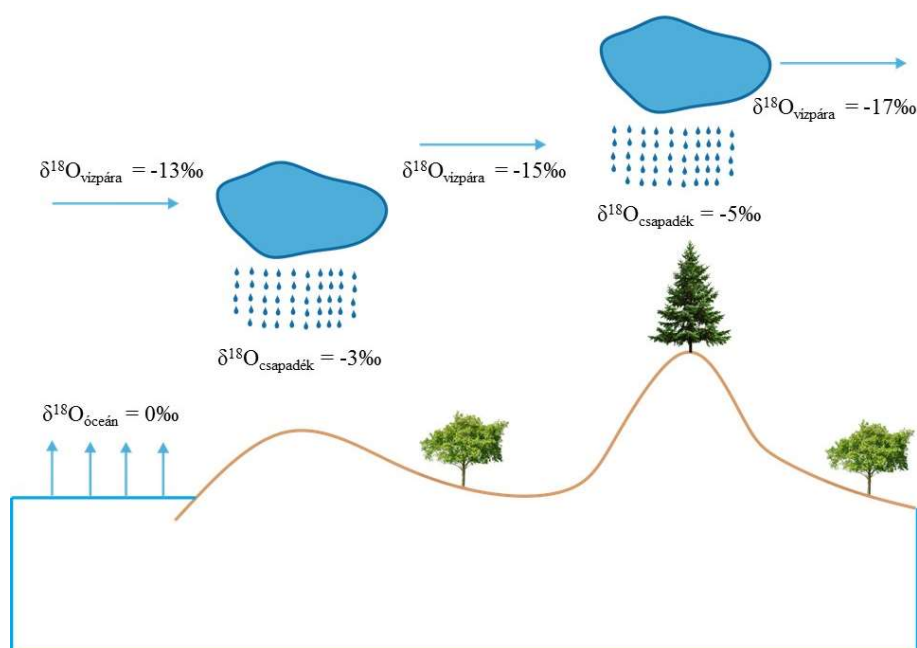
$$\delta^{18}\text{O} = (0,37 \pm 0,03) \cdot T - (11,33 \pm 0,39) [\text{‰}] \quad (4-13. \text{ egyenlet})$$

ahol  $\delta^{18}\text{O}$  az  $^{18}\text{O}$ -eltérés mértéke [‰], T az évi középhőmérséklet [ $^{\circ}\text{C}$ ], és amely jól illeszkedik a bécsi csapadékmérő állomáson mintázott csapadékok  $\delta^{18}\text{O}$ -koncentrációja és az évi középhőmérséklet közötti összefüggéshez (IAEA, 1992):

$$\delta^{18}\text{O} = 0,41 \cdot T - 13,9 \text{ [‰]} \quad (4-14. \text{ egyenlet})$$

Csapadékok esetében az egyes izotóp frakcionációk a következő hatásoktól függenek:

- kontinentális hatás: az óceánok felszínének  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értéke a referenciának tekinthető 0‰. A párolgás során fellépő izotóp frakcionálódás miatt a vízpára  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értékei sokkal negatívabbak, a szárazföld belseje felé haladva a csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  értéke egyre kisebb, amelynek átlagos értéke 1000 km-enként -2,4‰ (Bowen, 1986). A víz az óceánok felszínéről történő párolgása során felhők formájában a szárazföld belseje felé mozog, majd ott csapadék formájában kicsapódik (4-6. ábra).



4-6. ábra A csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  értékének kialakulása és változása

- szélességi és magassági hatás: a sarkoktól az Egyenlítő felé haladva a  $\delta$  értékek egyre pozitívabbak, míg a magasabban fekvő területeken a csökkenő hőmérséklettel összefüggésben a  $\delta^{18}\text{O}$  értéke egyre negatívabb, amelynek átlagos értéke 100 m-enként 0,28 ‰ (Gat, 1980; Bowen, 1986)
- hőmérsékleti hatás: az izotóp frakcionálódási faktor a hőmérséklet emelkedésével egyre csökken. A hőmérsékleti hatás leginkább a tengerpartokon és szigeteken, trópusi

éghajlaton észlelhető, ahol a hőmérséklet ingadozása igen kicsi (ezeken a területeken a csapadék stabil izotóp arányai az alacsonyan mozgó felhők miatt negatívabbak). Az alacsonyabb hőmérsékleten kicsapódott csapadékvíz nehézizotóp tartalma alacsonyabb, mintha ugyanabból a vízpárából, csak magasabb hőmérsékleten csapódott volna ki. Ez az oka a csapadék stabil izotópos összetételének szezonális változásának is.

Yurtsever (1975) az általa vizsgált globális adathalmazon a következő hőmérsékletfüggést találta:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,52 \cdot T - 14,96 \quad (4-15. \text{ egyenlet})$$

míg az IAEA globális rendszerében üzemeltetett bécsi csapadékmérő állomásán az alábbi lokális összefüggést találta (IAEA, 1992):

$$\delta^{18}\text{O} = 0,41 \cdot T - 13,90 \quad (4-16. \text{ egyenlet})$$

Az 1977-1988 időszakban végzett abádszalóki vizsgálatok a magyarországi viszonyokat jellemezve a következő összefüggést adják (Deák, 2006):

$$\delta^{18}\text{O} = 0,40 \cdot T - 13,40 \quad (4-17. \text{ egyenlet})$$

a debreceni vizsgálatok (2001-2009) pedig a következőt eredményezték (Vodila et al., 2011):

$$\delta^{18}\text{O} = (0,32 \pm 0,03) \cdot T - (11,19 \pm 0,43) \quad (4-18. \text{ egyenlet})$$

- szezonális hatás: legjellemzőbb a szárazföldi éghajlaton, ahol ezt a meleg nyár és hideg tél közötti nagymértékű hőmérsékletkülönbsége okozza. A jégkorszakban pl. a Kárpát-medencében a csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  értéke  $-11\%$  -  $-14\%$  közötti volt, szemben a mai  $-9,5\%$  átlagos értékkel.
- izotópcseré hatása: az atmoszférikus vízpára és az esőcseppek között izotópcseré lép fel a csapadék kihullása következtében, amely folyamat egy egyensúly beállta felé mozog. Az így fellépő izotópcseré függ az esőcseppek méretétől, a csapadékhullás időtartamától és annak intenzitásától.
- párolgási hatás: a csapadék kihullása következtében folyamatosan párolog, amely során a csapadékvíz a nehéz stabilizotópokban dúsabb lesz, azok koncentrációja nő (ezen folyamat során trópusi éghajlatú területeken akár pozitív  $\delta^2\text{H}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értékek is előfordulhatnak).

#### 4.4. A vízföldtani vizsgálatok során alkalmazott modellezési eljárások

A kutatásaim során alkalmazott hidrodinamikai és anyagtranszport számításokat véges-differencia módszerrel végeztem el, amelynek lényege a szivárgás parciális differenciál-alapegyenletének differencia-egyenletté történő alakítása. A számítási eljárás során a modellezett teret tetszőleges számú síkban tetszőleges darabszámú, de azonos eloszlású, egymással hézagmentesen érintkező, téglatest alakú elemekre bontjuk egyenletes, vagy változó osztású rácsháló segítségével, majd meghatározzuk az egyes hasábelemek és az azokkal közvetlenül érintkező elemek közötti vízhozamokat a Darcy-törvény felhasználásával:

$$\frac{\partial}{\partial x} \cdot \left( k_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \cdot \left( k_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left( k_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + q_s \quad (4-19. \text{ egyenlet})$$

ahol,  $x$ ,  $y$  és  $z$  a térbeli derékszögű koordináták [m],  $k_x$ ,  $k_y$  és  $k_z$  a Darcy-féle szivárgási-együttható tenzor főátlóinak értékei [m/nap],  $S_s$  a víztartó medence fajlagos tárolási tényezője [1/m],  $h$  a víztartó medence piezometrikus szintje [m],  $t$  az idő [nap],  $q_s$  pedig a víztartó medence vízkészletét terhelő fajlagos vízkivételek és vízbetáplálások összege [1/nap].

A szimulációs térben hiányzó elemek pótlására a modell szélein peremfeltételeket alkalmazunk, az összes elemre meghatározva az adott időlépcsőben a vízmérleg-elemeket felállítjuk a modellezett tér vízforgalmát leíró lineáris egyenletrendszerként, majd azt numerikus iteratív eljárásokkal megoldjuk.

A telített zónában a hidrodinamikai számításokra a Processing MODFLOW Pro környezet 7.1.2 számú verzióját (Wen-Hsing Chiang, 2006) használtam, amely egy komplex 3D-s rendszer a felszín alatti vízáramlás és anyagtranszport modellezési feladatok megoldására. A szoftver a MODFLOW klónok egyike, amely egyrészt a hasonló klónokhoz (Visual MODFLOW, GMS, GW Vistas, MODFLOW SURFACT, stb.) a nemzetközi gyakorlatban elfogadott változat, kiterjedt kalibrációs referenciákkal rendelkezik, továbbá a Surfer for Windows térképszerkesztő és térmodellező szoftverrel is jól összekapcsolható. Az anyagtranszport folyamatok lekövetésére a programcsomagba épített és a MODFLOW-hoz fejlesztett anyagtranszport modellező MT3DMS (Zheng, Wang, 1999) programot használtam, amellyel többfajta módszer alkalmazására van lehetőség (véges differencia módszer, karakterisztika módszerének több változata). Alkalmazása során lehetőség van továbbá az advekción, diszperzió, lineáris és nem lineáris adszorpción, valamint a biológiai és radioaktív bomlások figyelembe vételére is. A kutatómunkám során épített modellek során alapfeltevés volt a függőleges vízszivárgás, oldalsó el- és hozzáfolyással nem számoltam, azok elenyészően kis mértéke miatt. A telített közegbeli szivárgások modellezésének input paraméterei voltak az

egyedülálló kutatócsoportok vízföldtani naplói alapján felvett szivárgási tényező és effektív porozitás értékek, az anyagtranszport számításoknál pedig a  $^3\text{H}$ -ot, mint nyomjelzőt használtam annak bomlási állandójával és adott közegbeli advekción és diszperziós tulajdonságainak definiálásával. A transzportmodellek során a bécsi csapadék  $^3\text{H}$  idősorából magyarországi bormintákon keresztül interpretált  $^3\text{H}$  koncentrációkat adtam meg bemenő anyagáramként.

A telítetlen zónában végzett kutatásaim során a talajprofilokban végbemenő vízszivárgás leírására a Richards-egyenletet (Richards, 1931) alkalmaztam a HYDRUS-1D program 4.16.0110 számú verzióján keresztül, amely alkalmas vízháztartási összetevők (infiltráció, evapotranszpiráció, maradék beszivárgás) meghatározására:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \cdot \left( k \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) - S \quad (4-20. \text{ egyenlet})$$

ahol  $\theta$  a talajnedvesség-tartalom [ $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ],  $t$  az idő [s],  $h$  a vízpotenciál [m],  $x$  a térbeli koordináta [m],  $k$  a szivárgási tényező [m/s], amíg  $S$  a növényi vízfogyasztást veszi figyelembe [m/s] (Šimůnek et al., 2013). A HYDRUS-1D modellt az US Salinity Laboratory kutatói fejlesztették ki a víz talajban történő hidrodinamikájának, hő- és anyagtranszportjának tér- és időbeli változásának lekövetésére (Šimůnek et al., 1998).

A homoktalajú kutatási területeimnél felépített telítetlen közegbeli modelljeim esetében szintén függőleges szivárgást feltételeztem, ahol a debreceni csapadékban mért  $\delta^{18}\text{O}$  értékeket (Vodila et al., 2011) az adott területekre jellemző csapadékmennyiségekkel „juttattam” a vizsgálati rendszerbe. Vízföldtani modelljeim input paraméterei voltak a megvett talajmintákon végzett saját laboratóriumi vizsgálati eredményeim (szemcseeloszlás, szivárgási tényező, effektív porozitás).

## 5. A vízföldtani kutatások során alkalmazott mintázási és mérési módszerek

### 5.1. Felszín alatti vizek mintázása tríciumra, stabil izotópokra és nemesgázokra

A  $^3\text{H}$  és stabil izotópos vizsgálatokhoz tudni kell, hogy bármilyen kút és forrás alkalmas lehet a vízmintavételre, azonban nemesgázokra (és kifejezetten  $^3\text{He}$ -ra) már nem, a víz nyomása ugyanis kulcsfontosságú a kigázosodás elkerülése miatt. A legpontosabb mintavételt zárt rendszerekből biztosíthatjuk, ahol ki tudjuk zárni a levegővel történő gázcserét. A szivattyúzást inerciális és perisztaltikus pumpával végezhetjük a kigázosodás és a levegőből történő gázok beoldódása elkerülése érdekében. Itt jegyzem meg, hogy vegyszeres kezelés és szűrés után vízmintát nem javasolt megvenni. A kutak mintázása előtt tisztító szivattyúzást végeztünk,

amikor is a kútban lévő vízszlopnak megfelelő vízmennyiség háromszorosát kiszivattyúztuk. A szivattyúzást a víz hőmérsékletének és fajlagos elektromos vezetőképességének állandósulásáig végeztük.

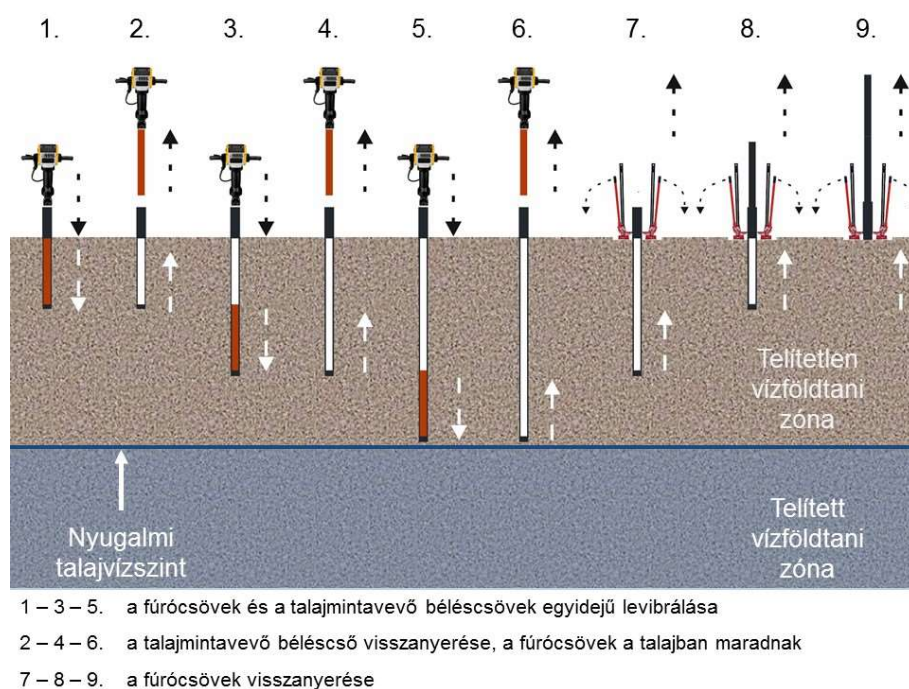
Nemesgázokra a mintázás során mintavételi edényként rézcsövet használtunk, amelyet alumínium tartóban helyeztünk el, amely mindkét végén gázzáró tömítéssel ellátott rozsdamentes acél szorítópofoák vannak felszerelve (5-1. ábra). Mintázás alatt a legjobb, ha rögtön a kútra tudunk csatlakozni a rézcsővel, de ha ez nem megoldható, a lehető legrövidebb flexibilis műanyagcsővel csatlakozzunk (ebből is javasolt átlátszó cső alkalmazása, így szabad szemmel is felfedezhetőek mintázás közben a még a rendszerben lévő légbuborékok). A rézcsövön több, mint egy percen keresztül folytattuk át a mintázandó vizet, a vízszintestől kissé eltérő szögben tartva azt. A rézcsövön folyamatosan átáramló vizet biztosítva a tartó két végén lévő szorító pofát folyamatosan szorítottuk össze úgy, hogy azok résmentesen csatlakozzanak, ezzel biztosítva a rendszer légmentes zárását.



5-1. ábra Rézcsöves vízmintavétel nemesgázokra  
(saját fotó és szerkesztés (Aeschbach-Hertig W. nyomán))

## 5.2. Homoktalajok mintázása tríciumra és stabil izotópokra

A telítetlen zóna mintázása során 100 cm hosszú, 65 mm átmérőjű, speciálisan a kutatásra elkészített alumínium préscsöveket alkalmaztunk, amelyeket egymáshoz menetesen csatlakoztattunk. Az alumínium csövön belül található a mintavételt szolgáló 100 cm hosszú, 46 mm belső átmérőjű PVC cső, mely csavarok segítségével csatlakozik a préscsőhöz. A PVC csövek alkalmazásának elsődleges szempontja, hogy olcsóak, ugyanis a laboratóriumban a PVC csövek felszeletelésre, elfűrészelésre kerülnek. Fontos megjegyezni, hogy a módszernél a külső alumínium cső és a belső PVC cső lejtatása egy időpontban, vibrálással történik (5-2. ábra). A módszer nagy előnye, hogy zavartalan magminta vételére alkalmas. A megvett talajmintákat tartalmazó PVC csöveket a végein légmentesen zártam le a bepárlódás elkerülése érdekében (Kompár et al., 2015a; Kompár et al., 2015b).



5-2. ábra A talajmintavétel folyamatábrája

## 5.3. Az alkalmazott trícium és nemesgáz mérési módszerek bemutatása

A hagyományos, számlálásos technikáknál pontosabb eredmény és alacsonyabb detektálási küszöb érhető el akkor, ha a  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  leánytermék koncentrációját mérjük nemesgáz-tömegspektrométerrel (Jenkins, Clarke, 1976; Palcsu et al., 2010). Az általánosan használt módszer szerint 0,5 l vizet üveglombikban kigázosítanak, majd a lombikot szűrőlággal leforrasztják. Az így kigázosított vízmintát néhány hónapig fagyasztószekrényben tárolják,



majd a megfelelő tárolási idő után nemesgáz-tömegspektrométerrel meghatározható a termelődött He mennyisége. A víz  $^3\text{H}$ -koncentrációja az alábbi képlettel számítható:

$$c_{\text{trit}} = \frac{{}^3\text{He}_{\text{trit}}}{C} \cdot \frac{e^{\lambda t_{\text{mk}}}}{1 - e^{-\lambda t_{\text{km}}}} \cdot \frac{1}{M(1 - \frac{S}{1000})} \cdot \left[ (1 - (\alpha - 1) \cdot \frac{M_0 - M}{M_0}) \right] \quad (5-1. \text{ egyenlet})$$

ahol  $c_{\text{trit}}$  a víz  $^3\text{H}$ -koncentrációja [TU],  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  a képződött He mennyisége normál-köbcentiméterben (ccSTP: cubic centimetre at standard temperature ( $0^\circ\text{C}$ ) and pressure (1 atm)),  $C$  a ccSTP-ből TU-ba történő átszámítási faktor ( $2,4889 \cdot 10^{-15}$  ccSTP/g/TU),  $t_{\text{mk}}$  és a  $t_{\text{km}}$  a mintázás és a kigázosítás, illetve a kigázosítás és a mérés között eltelt idő [s],  $S$  a sótartalom [%],  $M_0$  és az  $M$  a minta tömege a kigázosítás előtt és után[g],  $\alpha$  pedig a víz párolgása során fellépő frakcionálódási faktor (a  $^3\text{H}$ -koncentrációk aránya a folyadék-, illetve gőzfázisokban).

Vannak azonban esetek, amikor a beszivárgás meghatározására egyedül a  $^3\text{H}$ -ot alkalmazni nem lehet, az 1963-as bombacsúcs már nem kimutatható (mert olyan mélyen van, hogy attól sekélyebben található az adott kút szűrőzött szakasza), ekkor használatos a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározás, amely a  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  koncentrációjának meghatározásán alapszik. Az atmoszférától elzárt felszín alatti vízben oldott  $^3\text{He}$  koncentrációja az idő előrehaladásával folyamatosan növekszik a  $^3\text{H}$  radioaktív bomlása során. A „ $^3\text{H}/^3\text{He}$  óra” a talajvízszinttől indul, amikor is az adott vízrészecske kapcsolata az atmoszférával megszűnik, így a termelődő  $^3\text{He}$  nem a levegőbe diffundál, hanem a felszín alatti vízben marad oldott formában. A  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkort a következő képen határozzuk meg (Solomon et al., 1993):

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(1 + \frac{{}^3\text{He}_{\text{trit}}}{^3\text{H}}\right) \quad (5-2. \text{ egyenlet})$$

A  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  a  $^3\text{H}$  bomlása során keletkezett  $^3\text{He}$  azon része, amely a mért  ${}^3\text{He}_{\text{meas}}$ -koncentráció és a többi  $^3\text{He}$ -koncentráció közötti különbség:

$${}^3\text{He}_{\text{trit}} = {}^3\text{He}_{\text{meas}} - {}^3\text{He}_{\text{eq}} - {}^3\text{He}_{\text{exc}} - {}^3\text{He}_{\text{terr}} \quad (5-3. \text{ egyenlet})$$

ahol a  ${}^3\text{He}_{\text{eq}}$ -koncentráció (egyensúlyi oldódásból származó) függ a beszivárgáskori hőmérséklettől és a környező nyomástól (Weiss, 1970; Benson, Krause, 1980), a  ${}^3\text{He}_{\text{exc}}$  (többletvegőből származó) értéke a Ne koncentrációjából meghatározható (Ozima, Podosek, 1983), míg a  ${}^3\text{He}_{\text{terr}}$  (terr: terrigen) a  ${}^4\text{He}_{\text{terr}}$ -ből számítható (Mamyrin, Tolstikhin, 1984), ha:

$${}^4\text{He}_{\text{terr}} = {}^4\text{He}_{\text{meas}} - {}^4\text{He}_{\text{eq}} - {}^4\text{He}_{\text{exc}} \quad (5-4. \text{ egyenlet})$$

Ahhoz, hogy a  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$ -ot meg tudjuk határozni, meg kell mérni a vízben oldott  ${}^3\text{He}$  mennyiségét, a  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  izotóparányt és a Ne-t. A rézcsőbe megvett vízmintát egy speciális vákuumrendszerre csatlakoztattuk, ahol a vizet egy nagyvákuumra leszívott üveglombikba engedték. A vízminta folyamatos keverésével vákuum hatására az oldott gázok eltávoztak a vízből. A vízgőzt egy szárazjéggel hűtött csapdával, majd pedig egy molekulaszitával töltött csapdával távolítottuk el a rendszerből, a megmaradó, immár száraz gázt egy krio-csapdarendszerben gyűjtöttük össze. A 25 K hőmérsékleten tartott polírozott rozsdamentes acél felületű csapdában (üres csapda) a He-on és a Ne-on kívül minden gáz adszorbeálódik, ideértve a kémiaailag aktív gázokat (pl.  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ , stb), és a nehezebb nemesgázokat (Ar, Kr, Xe) is. A He és a Ne egy 10 K hőmérsékleten tartott aktív szén csapdában gyűlik össze. Ezt a csapdát 42 K hőmérsékletre melegítve a leváló He-ot, 90 K hőmérsékleten pedig a Ne-t engedték be a VG-5400 nemesgáz-tömegspektrométerbe (5-3. ábra). Az üres csapdában lévő gázt 150 K hőmérsékleten beengedték egy 2 l-es puffertárolóba, amiből 0,7 cm<sup>3</sup>-t pipettáztunk, és azt egy gettercsapdába engedték. A gettercsapdában lévő V-Zr-töltet (vanádium-cirkónium) adszorbeálja a nemesgázoktól különböző gázokat, ezáltal az Ar-Kr-Xe frakció megtisztul, így már a nemesgáz-tömegspektrométerbe engedhető. A vizsgálat pontossága He esetén 0,6%, 1,5% Ne-ra és Ar-ra, Kr-ra és Xe-ra 1,8-1,8%,  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  arányra pedig 2% (Papp et al., 2012).



5-3. ábra A Fisons VG-5400 nemesgáz-tömegspektrométer az ATOMKI-ban

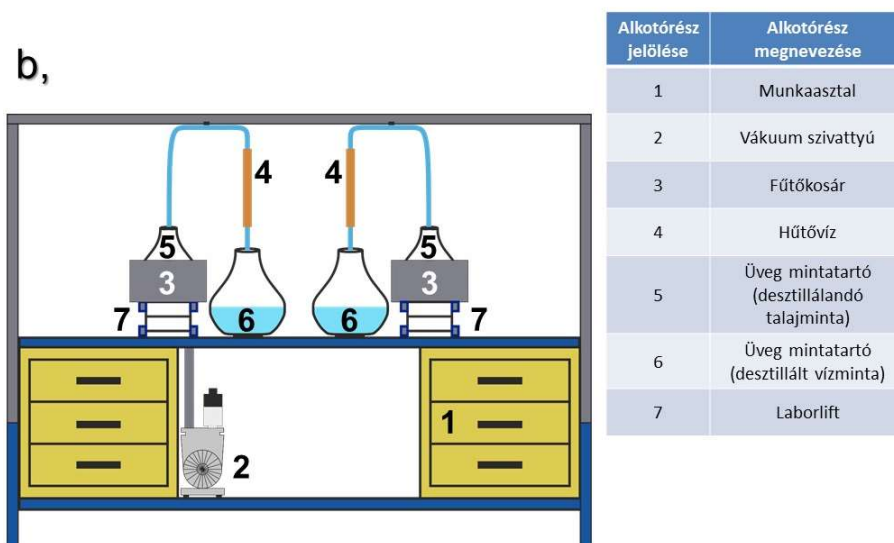
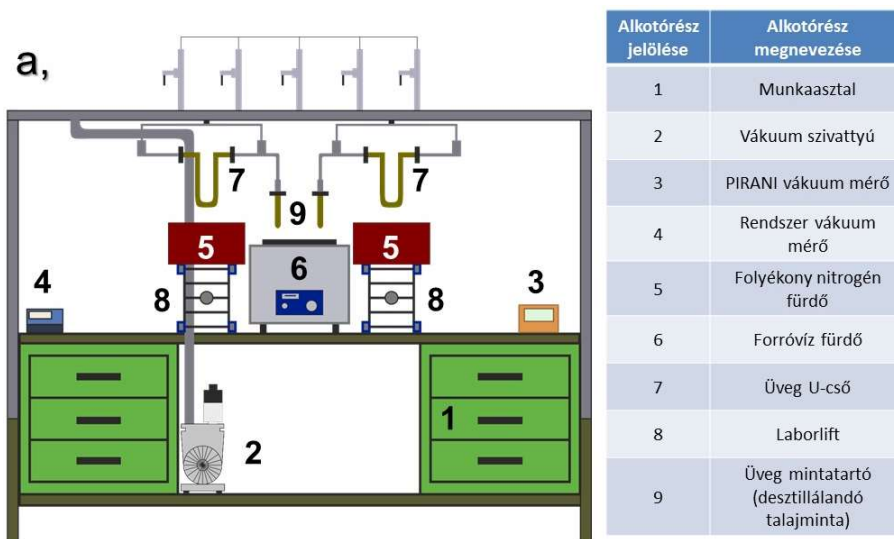
#### 5.4. Az alkalmazott stabilizotóp mérési módszer bemutatása

A talajminták laboratóriumi vizsgálatait az ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában végeztem, melynek célja a víztartalom kinyerése a talajmintákból  $^3\text{H}$ -ra és stabil izotópos vizsgálatokra. Talajnedvességek kinyerésére több módszert is fejlesztettek már, a legszélesebb körben alkalmazott két módszer az azeotrópos desztilláció és a kutatómunkáim során alkalmazott vákuum-desztilláció (5-4. ábra).

Az azeotrópos desztilláció több különböző toxikus anyagot (toluol, kerozin, hexán) használ a víz kinyerésére a talajmintákból. A módszer alapja, hogy bizonyos oldószerek (toluol, kerozin, hexán) azeotróp elegyet képeznek a vízmintával, melynek forráspontja alacsonyabb, mint a két minta forráspontja (Révész, Woods, 1990). A módszert a  $^2\text{H}$  és  $^{18}\text{O}$  talajvízből történő kivonására alkalmazzák, amely víz és toluol  $81,4^\circ\text{C}$  hőmérsékletű azeotróp keverékén alapszik. Ebben az esetben a víz-toluol elegy forráspontja ( $84,1^\circ\text{C}$ ) lényegesen alacsonyabb, mint a víz ( $100^\circ\text{C}$ ) és toluol forráspontja ( $110^\circ\text{C}$ ). A víz kinyerésére a mintát egy módosított Soxhlet-készülékbe helyezik, mely elmerül a kiválasztott oldószerben, és fokozatosan melegítik azt. Az azeotróp forráspontján a keverék (víz és oldószer) elpárolog, újra kondenzálódik a tölcsérben, két fázist képez szobahőmérsékleten, majd a kialakult vízminta összegyűjthetővé válik (Ingraham, Shadel, 1992). A mintát tömegspektrométerrel elemzik, a technika pontossága  $\delta^{18}\text{O}$  esetében  $0,2\%$ , míg a  $\delta^2\text{H}$  esetében  $2\%$ . A talajvíz azeotrópos desztillációval történő kivonása izotóp-összetétel vizsgálathoz viszonylag egyszerű, olcsó és széleskörűen használható módszer. Átalakított, de egyszerű lepárló berendezés kell hozzá, időigénye kismértékű, mintamennyiségtől függően majdnem bármilyen típusú és szemcseméretű talajon alkalmazható.

Jiansheng és Yongsen (2008) tanulmánya a vákuum-desztillálás alkalmazása során szerzett tapasztalataikat foglalja össze. Munkájuk során bizonyították, hogy a módszerrel a talajnedvesség akár  $98\%$ -a is kinyerhető. A kinyerés átlagos időtartamának  $100\text{ g}$  minta esetén kb.  $3,5$  órát állapítottak meg. A  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^2\text{H}$  értékét stabilizotóp-tömegspektrométerrel határozták meg, a  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^2\text{H}$  értékek hibája  $0,1\%$  és  $2,0\%$ . A bemutatott vákuum-desztilláló rendszer képes az izotóp-frakcionálódás elkerülésére a talajból történő nedvesség kinyerése során. A vákuum-desztillációs módszer nagyfokú precizitást és pontosságot követel meg, továbbá egy komplex vákuumrendszer szükséges hozzá, az eljárás időigénye jellemzően hosszabb, mint más módszerek esetén (préseléses, centrifugás módszerek). Az eljárás alapja, hogy egy anyag forráspontja az a hőmérséklet, amelyen annak gőznyomása eléri a külső nyomást, ezért ennek csökkentésével a forráspont is csökkenthető. A vákuum hatására a

vízrészecskék elszakadnak a szilárd szemcséktől és gőz alakban a vákuum-szivattyú irányába mozognak, útközben a folyékony nitrogén okozta alacsony hőmérséklet miatt kifagynak a csapdában (West et al., 2006). Kutatásaim során ezen vákuum-desztillálást alkalmaztam a talajnedvességek kinyerésére.



5-4. ábra A talajminták előkészítésére felépített vákuum-desztilláló rendszerek

A terepi mintavételt követő napon elkezdődtek a talajminták feldolgoása a minták bepárlódását elkerülése miatt. A mintákat tartó PVC csövek 10 cm-ként vágtam fel, és minden második mintát vákuum-desztilláltam. A talajmintákon a stabil vízigotópos vizsgálatokon (5-4. ábra a,) kívül  $^3\text{H}$ -vizsgálatokat is végeztem (5-4. ábra b,), amelyhez az előbbieken említett rendszert módosítani kellett, így téve azt a minta-előkészítésre alkalmassá. A  $^3\text{H}$  mérési technikájából adódóan nem elegendő a stabil vízigotópos vizsgálatokhoz használt 1-2 ml

víz mennyiség, tehát ebben az esetben az előzőekben leírtak alapján a kimaradt minden második 10 cm-es bélésű darabokban lévő talajmintákat 100 cm-enként homogenizáltam, és azokat vákuum-desztilláltam. A vákuum-desztillálás során a talajmintát tartó üvegedényeket egy fűtőkosárral melegítettem, majd egy hűtővízkörön áramoltatva kaptam a desztillált vízmintákat, amelyek ezután már a további minta-előkészítési folyamatoknak alávethetőekké váltak. A vákuum-desztillálás során kapott vízmintákat kigázosítás után a nemesgáz-tömegspektrometria módszertanával vizsgáltuk (Kompár et al., 2015d).

A víz stabil izotóp összetételét évtizedekig speciális tömegspektrométerekkel mérték, azonban az utóbbi években lézerspektroszkópai berendezések is alkalmasak elegendően jó pontosságú mérésekre. A stabil izotóp tömegspektrométerek olyan berendezések, melyek gázion-forrásában a bejuttatott gázminta ionizálódik, majd az ionoptika által létrehozott, felgyorsított ionokból álló nyalábot egy nagyjából homogén mágneses térbe vezetjük. A mágneses térben mozgó töltött részecske a mágneses térrel merőleges irányba térül el, ez homogén mágneses térben azt jelenti, hogy kör alakú pályára kerül. A kör sugara az ion tömegének és töltésének arányától függ. Az ionforrásból kiáramló, különböző tömegű ionokból álló nyaláb a mágneses térbe bejutva, majd azt elhagyva különálló ionnyalábokra bomlik. Vizek hidrogén-izotóp összetételének mérésének egy fajtája az, amikor néhány  $\mu\text{l}$ -nyi vizet  $600^\circ\text{C}$ -os Zn-re (cink) juttatunk (egyesek U-t használnak), amely hidrogénné redukálja a vizet, miközben ZnO (cink-oxid) keletkezik, a képződött hidrogén (amelyet a stabilizotóp-tömegspektrométer ionforrásába juttatunk) izotóp-összetétele meg fog egyezni a kiindulási vízminta izotóp-összetételével. A gázban kétféle molekula található: az egyik csak 1-es tömegszámú hidrogénből áll ( $^1\text{H}_2$ ), míg a másikban  $^2\text{H}$  van ( $^1\text{H}^2\text{H}$ ). Az ionforrásban tehát 2-es tömegszámú molekulaionok (atomi tömeg egységben számolva) és 3-as tömegszámú molekulaionok képződnek, melyek a mágneses tér túl szétválasztódnak és intenzitásukat külön-külön meg lehet határozni. Az ionnyalábok intenzitásainak aránya végül tükrözni fogja az adott minta izotóp-összetételét. Pontosabb eredményeket lehet elérni, ha a minták stabilizotóp-tömegspektrométeres mérései között lemérjük a referenciaminták, vagy belső sztenderdminták által szolgáltatott ionáramokat is, így a stabilizotóp-tömegspektrométer ionforrásának érzékenységi ingadozásai, az elektronikai mérőrendszer hibái kiküszöbölhetőek.

Kutatásaim során a vákuum-desztillált talajmintákból kinyert vízminták stabil izotóp összetételének tömegspektrométeres mérése Thermo Finnigan Delta<sup>PLUS</sup> XP típusú GasBench-II készülékben történt az ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában. Oxigén mérése esetén a víz felé  $\text{CO}_2$ -t juttatunk, hidrogén mérése esetén

pedig platina katalizátor mellett hidrogént. Ekkor egy bizonyos idő eltelte után (10-20 óra) a víz felé juttatott gáz átveszi a víz izotóp-összetételét, és a CO<sub>2</sub> vagy H<sub>2</sub> gázt He-vivő gáz juttatja a tömegspektrométerbe. Az eljárás felváltva történik egy belső referenciaként használt gázzal, a módszer pontossága δ<sup>18</sup>O esetén 0,08‰, δ<sup>2</sup>H esetén pedig 1,2‰ (Vodila et al., 2011).

A leggyorsabb (azonban a legpontatlanabb) módszer az, amikor 1-2 µl-nyi vizet egy automata mintázófecskendő He-vivőgázban egy 1450°C-os, üveg szerkezetű szénre (glassy carbon) injektál, ahol a szén a vizet pirolizálja. A vízből így CO (szén-monoxid) és hidrogén keletkezik. A CO-t és a hidrogént a He egy gázkromatográfiás oszlopra hajtja, amin a hidrogén nagyjából 60 másodperccel hamarabb átjut, mint a CO (a tömegspektrométer ionforrása, mágnessé és detektorrendszere ilyenkor hidrogénre van beállítva). A hidrogén molekulaionjainak áramának mérése után a tömegspektrométer automatikusan átáll CO beállításra és fogadja a bele áramló CO-t. A mérés elején hidrogén-referenciagázt, a mérés végén CO-referenciagázt engedünk a tömegspektrométerbe. A kapott mintagáz/referenciagáz ionáramokból képződik végül a meghatározni kívánt oxigén- és hidrogén-izotóparány. Mivel a mérés gyors, így többször is lehet mérni egy-egy mintát, ezért a mérés pontosság megközelíti az előző módszerét.

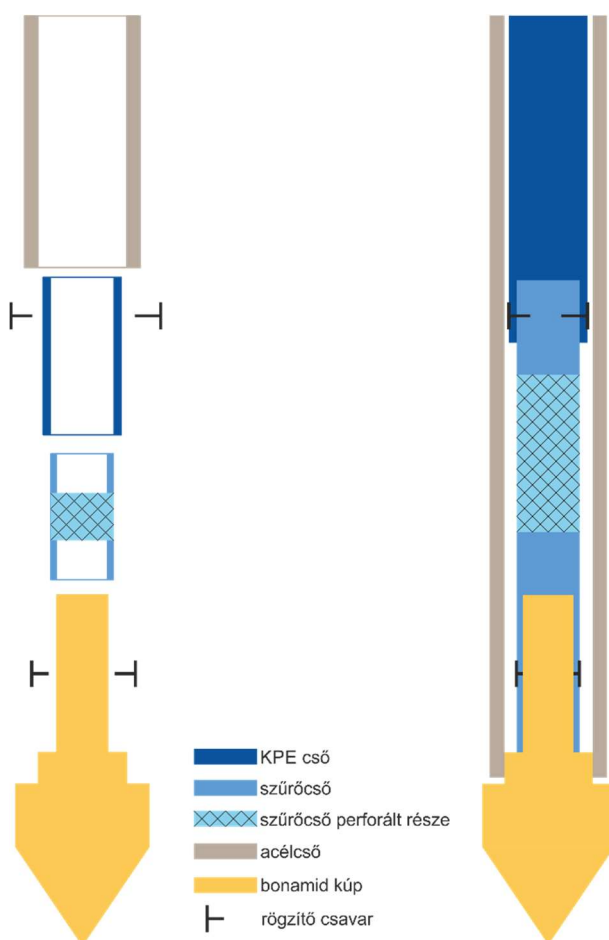
## 6. Módszerfejlesztés a felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározására

A 2010-ben elkezdődött izotóphidrogeológiai kutatásaim során világosan látszódott, hogy ezen speciális vizsgálatok és a nagy érzékenységgű műszerpark nagymértékű vízmintázási korszerűsítést igényelnek, amelyeknek első és legfontosabb eleme a vizsgálati kút kiképzésére és felépítésére szánt kiemelt figyelem. A Duna-Tisza közti és debreceni kútcsoportoknál végzett vizsgálatok tapasztalatai alapján a KÚTFŐ Projekt 2013-ben egy komplex, speciális izotóphidrogeológiai vizsgálatok elvégzésére alkalmas módszer kidolgozását tűzte ki egyik céljául, mint technológiai fejlesztést. Munkám során egy, a VITUKI-ban kidolgozott módszertant adaptáltam kifejezetten homoktalajokra, alkalmassá téve azt utánpótlódási vizsgálatokra. A komplex utánpótlódási vizsgálat során a vertikális anyagtranszport modell által számított elérési idő és <sup>3</sup>H-eloszlás, valamint a számított <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He-vízkor és <sup>3</sup>H-mélység profil összehasonlításával kalibrálhatóak a modellben felvett szivárgáshidraulikai paraméterek. Az eljárás során a mért és a modellezett értékek között minimális eltérést adó paramétereket, és az azokhoz tartozó beszivárgási értéket fogadjuk el („trial and error”). A továbbiakban a kidolgozott komplex módszert mutatom be.

### **6.1. A vizsgálati szondakút-csoport kialakítása**

A megfelelő hely kiválasztása a rendelkezésre álló földtani és vízföldtani adatok alapján történt Nyíradony határában. A szondakutak szűrőzési mélységének kijelölését az elvégzett mérnökgeofizikai szondázás eredményének helyszíni értékelése alapján végeztük el, amely szondázás során csúcscellenállás, természetes gamma, gamma-gamma és neutron-neutron mérések történtek. A helyszínen kiértékelt mérésekből egy közelítő rétegsor készült, amely alapján kijelölhetővé váltak a vízmintavételre alkalmas mélységközök, így az egyes szondakutak szűrőzésének és talpának mélységét ennek alapján jelöltük ki.

A kutak kialakítása 37 mm átmérőjű acélcső lepréselésével („direct-push”) történt, amelynek alsó végét egy speciálisan esztergált bonamid anyagú kúp zárja le. A kúp középső részének átmérője azonos az acélcső belső átmérőjével, így visszahúzásakor könnyen elválaszthatóak. A kúp alsó átmérője kissé nagyobb, mint az acélcső külső átmérője, hogy az acélcső visszahúzásakor a peremen lévő talaj nyomása segítse a kúp lent maradását az elért mélységben, míg a felső részén lévő 50 mm-es csonk átmérője azonos a 25 mm-es KPE cső belső átmérőjével. Ehhez rögzült a 0,5 m hosszon perforált és geotextiliával bevont, 20 mm-es belső átmérőjű KPE szűrőcső alsó vége. A szűrőcső felső végéhez csatlakozik a 25 mm belső átmérőjű KPE termelőcső, amelynek a lepréselés során történő folyamatos adagolásával biztosítható a szondakút zártsága (6-1. ábra és 6-2. ábra).

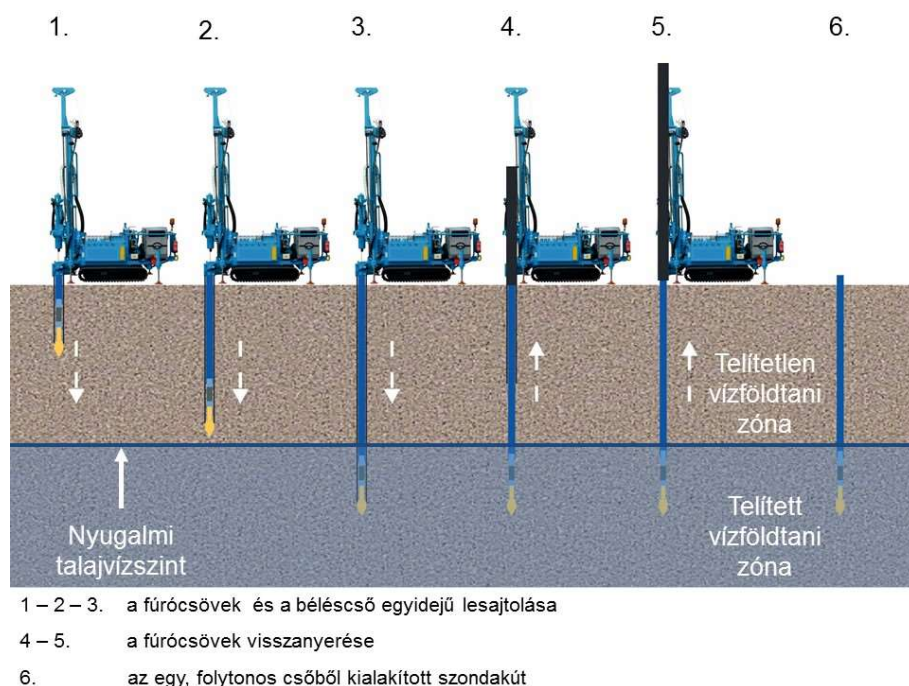


6-1. ábra A nyíradonyi szondakutak felépítése kialakításuk során

Amikor az acélcső lesajtolásával a kijelölt talpmélységet elértük, a KPE csőbe és a KPE és az acélcső fala közötti térbe ioncserélt vizet töltöttünk, megakadályozva a két cső közé történő intenzív talajbeáramlást az acélcső felhúzásakor. A beáramló talaj ugyanis összecementálta volna a két csövet, így az acélcsővel együtt a KPE cső is kihúzódott volna. Az acélcső felhúzása után azonnal elvégzett tisztítószivattyúzás során a bejuttatott ioncserélt víz és a kútban lévő víz háromszorosát termeltük ki perisztaltikus és inerciális szivattyúval. A tisztítószivattyúzás során a víz fajlagos elektromos vezetőképességét és hőmérsékletét folyamatosan ellenőriztük, és a szivattyúzást ezen két fizikai paraméter állandósulásáig folytattuk.

Az egyes szondakutak felszíni csőcsonkjai lézeres szintező műszerrel összeszintezésre, majd azonos szinten levágásra kerültek, a későbbi kutatások során a mért vízszintek könnyebb összehasonlítása érdekében. A csővégek elhelyezése zárható, betonból készült kútfejekben történt, amelyek külső és belső oldalán feliratozva szerepel a szondakút azonosító száma.





6-2. ábra A nyíradonyi szondakút-csoport kialakításának folyamatábrája

## 6.2. A vizsgálati szondakút-csoport mintázása

A mintavétel első lépése minden esetben a vízszint és talpmélység mérése a szondakutakban. A tisztító szivattyúzások során kitermelt vizek mennyisége minimálisan a kutakban lévő vízmennyiségek háromszorosa volt. A tisztítószivattyúzásra, valamint a rutin vízkémiai,  $^3\text{H}$ - és stabil izotóp vizsgálatokra történő vízmintázásokra perisztaltikus és inerciális szivattyút, illetve bailert használtunk. Nemesgáz vizsgálatokra azonban csakis olyan zárt rendszerű mintavevővel szabad mintát venni, amelyben nem létesítünk alacsony nyomást. Vízkémiai vizsgálatra az elemzést végző laboratórium előírásai szerint történt a mintavétel, tartósítás és tárolás egyaránt. A  $^3\text{H}$  és stabil izotóp elemzésre jól zárható műanyag flakonba, amíg nemesgázokra rézcsőbe vettük meg a vízmintákat. A nemesgázokra történő mintavétel során folyamatos vízáramlás szükséges a rézcsővön keresztül, amit nyomáscsökkenés-mentes szivattyúzással biztosítottunk. A rutin kémiai és izotópelemzések az arra akkreditált laboratóriumokban, a mérési ISO-szabványoknak megfelelően történtek.

A komplex feladat elvégzésének lépései a következők voltak:

1. mérnökgeofizikai szondázás, a felső 20-25 m-es talajrétegben,
2. 10 db sekély szondakútból álló kútcsoport létesítése,
3. vízszintek mérése, vízmintavételek, visszatöltődés alapján szivárgási tényező számítása,

4. a vízminták rutin kémiai,  $^3\text{H}$ , vízben oldott nemesgázok,  $^{14}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$ , és  $\delta^2\text{H}$  elemzése,
5. anyagtranszport modell építése a vertikális vízmozgás szimulációjára,
6. az anyagtranszport modell kalibrálása a mért vertikális  $^3\text{H}$ -eloszlás alapján,
7. a kalibrált anyagtranszport modell által számított beszivárgást, és a modellezés során alkalmazott porozitás, vertikális szivárgási tényező és diszperzió értékeket tekintjük az adott területre érvényesnek.

Az alkalmazott módszer előnyei:

- a hidrodinamikai és anyagtranszport modell kalibrálásával, nagy pontossággal meghatározhatók a legfontosabb vízföldtani paraméterek, elsősorban az átlagos éves beszivárgás, a vertikális szivárgási tényező és a diszperzivitás,
- számítható a téli és nyári félévi beszivárgások aránya,
- kimérhető a vízminőség vertikális változása, azaz a felszíni eredetű szennyeződések behatolási mélysége 20-25 m mélységig,
- vízszint idősorok felvételével pontos vertikális hidraulikus gradiens számítható,
- a mérnök-geofizikai szondázás (mikro-karotázs) alapján pontos és megbízható rétegsor nyerhető a felső 20-25 m-es talajrétegből,
- a lepréselt acélcső 37 mm-es átmérője miatt csak minimális beavatkozást jelent a természetes földtani környezetbe,
- a lepréselés során, a furat helyén lévő talajt nem termeljük ki, hanem a kúp segítségével oldalirányban szétnyomjuk. Az acélcső visszahúzásakor a cső melletti összepréselt talaj kitágul, és rászorul a szondakút KPE csövére, megakadályozva a szondakút melletti vízáramlást és a különböző rétegek közötti összekapcsolódást,
- a szondakutak kialakítása lényegesen olcsóbb és gyorsabb a hagyományos monitoring kutakénál.

Az alkalmazott módszer hátrányai:

- legfeljebb 20-25 m mély szondakutak készíthetők, de ez általában elegendő a hazai körülmények közötti beszivárgás számításához,
- speciális vízmintavételt igényel a szondakutak kis átmérője miatt,
- talajminták nem vehetők a lepréselés során.

A kifejlesztett módszer technológiai újdonságtartalmának köszönhetően 2015-ben a Szellemi Tulajdon Nemzeti Hivatalától használati mintaoltalmat kapott (Deák et al., 2015).

### 6.3. A vizsgálati szondakút-csoport modellezése

A modellezés során a cél egy hidrodinamikai és anyagtranszport modell felépítése volt a felszín alatti vizek utánpótlódásának számítására. A modellezés során a kútcsoport környezetére jellemző szimulációs teret építettem fel, amelynek talajfizikai paraméterei terepi in-situ és laboratóriumi mérési eredményekkel lettek verifikálva. A modellezés során a felszín alatti vizek szivárgási jellemzőit véges-differencia módszerrel vizsgáltam úgy, hogy a modellezett teret tetszőleges darabszámú, de azonos eloszlású, egymással érintkező téglatest alakú elemekre bontottam. A szivárgás alapegyenletét leíró parciális differenciál-egyenletet differencia egyenletté alakítottam és az egyes elemek közötti vízforgalmat numerikus, iteratív eljárásokkal oldottam meg.

A hidrodinamikai modell építése során kritikus pont a modell peremfeltételeinek korrekt megadása. A modellezés során csupán vertikális vízszivárgást feltételeztem, amelynek lehetőségét a már korábban említett helyszínek kiválasztás biztosítja. Permanens modell lévén a mintavételezéskor mért nyugalmi vízszintet adtam meg (az előző időszakról a talajvízszint ingadozásának mértéke nem ismert), a szivárgási tényezőt terepi in-situ visszatöltődési és laboratóriumi permeabilitási vizsgálatok eredményei alapján adtam meg, míg a porozitás értékét a geofizikai szondázások eredményei adták.

Az anyagtranszport modell építése során a nyomjelző anyag a  $^3\text{H}$ , annak ismert fizikai-kémiai tulajdonságai, radioaktív bomlási állandója, illetve a csapadékkal a felszín alatti vizekbe juttatott mennyisége alapján módszer alkalmas a felszín alatti vizek természetes utánpótlódásának lekövetésére. A  $^3\text{H}$  felezési idejét, szorpciós és diszperziós paramétereit figyelembe véve a vízben lévő  $^3\text{H}$  időbeli előrehaladását tudtam megadni. Az anyagtranszport modellezés során a szimulációs térbe elhelyezett megfigyelési pontokban a számolt koncentrációkat kaptam, amelyeket meg tudtam feleltetni a mért értékeknek. A már előbbiekben jelzett 1963-as  $^3\text{H}$ -csúcs a felszín alatti vizekben jelen van, helyes modellezési eljárást választva a modellezés során a mért és számított értékek kellő pontosságú egyezést mutatnak.

### 6.4. A modell kalibrálása környezeti izotópokkal

A csapadékvíz  $^3\text{H}$ -idősora alapján lehetőség van az egyes anyagtranszport modellekhez tartozó elméleti vertikális  $^3\text{H}$ -eloszlás számítására. A különböző mélységű szonda kutakban mért  $^3\text{H}$ -koncentráció értékek felhasználásával  $^3\text{H}$ -mélység profil felvételére volt lehetőségem. A modellezés során a mért és a modellezett  $^3\text{H}$ -profilok összehasonlítását, a mért  $^3\text{H}$ -koncentráció

értékekhez leginkább hasonló eredményeket adó anyagtranszport modellt választottam ki („trial and error”). További pontosítás a kiválasztott modell paramétereinek (beszivárgás, vertikális szivárgási tényező és diszperziós együttható) kismértékű változtatásával, ezzel a mért és a modellezett  $^3\text{H}$ -koncentráció értékek eltérésének minimalizálásával történtek.

A különböző mélységű szondakutak vizének  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -módszerrel meghatározott kora alapján leáramlási sebesség, míg a  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^2\text{H}$  értékek alapján a téli és a nyári beszivárgás aránya számítható.

A dolgozatom során bemutatott modellek mindegyikét az előbb leírtak alapján készítettem.

## 7. Az elvégzett izotóphidrogeológiai kutatási eredmények bemutatása

A következőkben a kutatómunkáim során elért izotóphidrogeológiai eredményeimet mutatom be. Megfelelő mennyiségű és minőségű adatok lehetővé tették a  $^3\text{H}$ -csúcs módszer és az anyagtranszport modellezés együttes alkalmazását. Munkáim során bementi adatok voltak a magyarországi kutatási területeimhez a legközelebbi,  $^3\text{H}$ -mintázásra is üzemeltetett bécsi csapadékmérő állomás  $^3\text{H}$ -koncentrációi 1950-től (Bécsben 1962-től vannak mérési eredmények, az az előttiakat az ottawai mérő állomás adatai alapján interpretálták). Modelljeimmal az 1963-ban lehullott csapadékok mélységbeli helyzetét kerestem, amelyből a kutatási területekre jellemző éves átlagos utánpótlódási mértéket számítottam Ménteleken, Fischerbócsán, Kéleshalmon és Nyíradonyban. Ott, ahol a kutak vízföldtani naplói nem álltak rendelkezésemre, csupán a korábbi, és a saját kutatásaim során mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk mélységbeli eloszlását vizsgáltam és tettem becslést az éves átlagos utánpótlódásra (Kecskemét és Debrecen).

A  $^3\text{H}$ -csúcs módszer alkalmazása során először a szivárgási sebességet ( $v$  [mm/év]) határoztam meg a következő összefüggés szerint:

$$v = \frac{h}{t} \quad (7-1. \text{ egyenlet})$$

ahol  $h$  a 1963-as  $^3\text{H}$ -csúcs mélységbeli helyzete [mm],  $t$  a mintázás időpontja és 1963 között eltelt idő [év]. A szivárgási sebességből és az effektív porozitásból ( $p$  [-]) pedig a beszivárgást ( $b$  [mm/év]) tudtam számítani a következőképpen:

$$b = v \cdot p \quad (7-2. \text{ egyenlet})$$

A  $^3\text{H}$ -mérések mellett lehetőségem volt nemesgázvizsgálatokra is, amelyek kapcsán  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat lehetett számítani. A beszivárgást a vízkorok mélységbeli helyzetéből határoztam meg a következő összefüggés alapján:

$$b = A \cdot p \cdot 1000 \quad (7-3. \text{ egyenlet})$$

ahol A az illesztett lineáris függvény iránytangense, p az effektív porozitás értéke [-].

A módszer előnye, hogy vannak esetek, amikor a mért  $^3\text{H}$ -koncentráció nem egyértelműen jelzi, hogy nagyon fiatal vízzel van dolgunk, vagy éppen már több felezési időt megélt vizet vizsgálunk. A  $^3\text{He}_{\text{trit}}$ -koncentráció azonban világosan jelzi számunkra a csapadékvíz beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációját, amelyet elhelyezve a bécsi csapadék  $^3\text{H}$ -idősorán (4-1. ábra) következtethetünk a vízkorok helyességére, és lehetőség nyílik megbizonyosodni pl. kigázosodási és többletvevő képződési folyamatokról.

A „ $^3\text{H}/^3\text{He}$ -óra” minden esetben a csapadékvíz talajvíztükröt történő elérésekor indul (amikor a beszivárgott csapadékvízbe már nagy valószínűséggel nem oldódik talajgáz), így vízföldtani rendszerek komplex utánpótlódási vizsgálatainál kiemelten fontos tudni a csapadékvíz telítetlen zónában eltöltött idejét is. A ménteleki, fischerbócsai és a nyíradonyi kútcsoportoknál folytonos, zavartalan talajminták vákuum-desztillált nedvességtartalmainak  $\delta^{18}\text{O}$  értékeivel meghatároztam az adott vizek eredetét, így hidrodinamikai és anyagtranszport modellezéssel kijelölhetővé vált a tartózkodási idő intervalluma, illetve igazoltam a beszivárgás szezonálisitását.

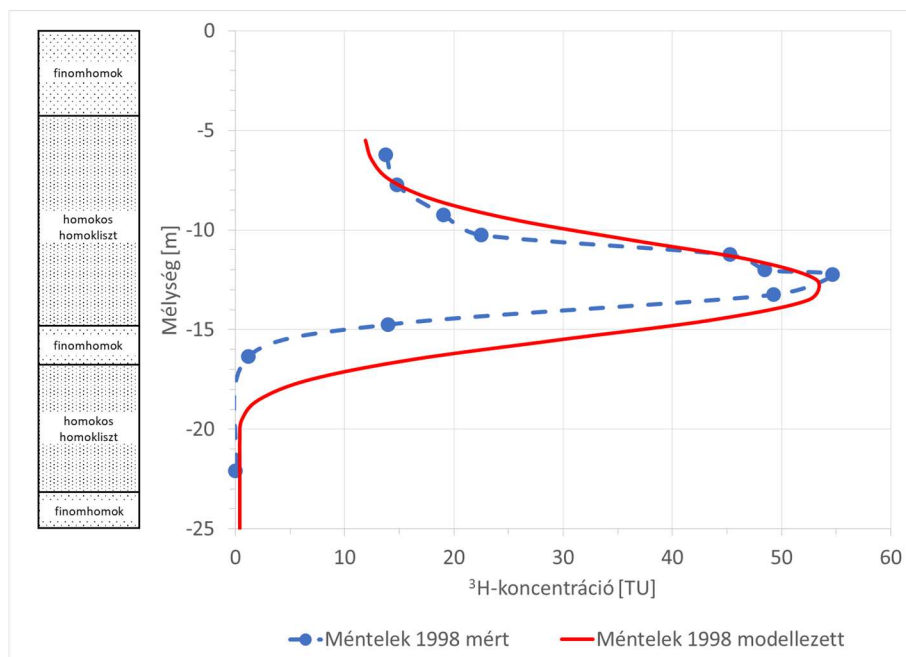
### 7.1. A ménteleki kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása

Az 1998-ban, Ménteleken kialakított kútfészket egy nagyobb átmérőjű, már meglévő kútba integrálták. A kútfészek kialakítása során négy, különböző mélységet szűrőzött kutat fúrtak, amely munkálatok során megvett talajminták laboratóriumi feldolgozása során lehetőség volt a területre jellemző  $^3\text{H}$ -mélység profilt felvenni. A ménteleki kutak paramétereit és a mért  $^3\text{H}$ -koncentrációkat a 7-1. táblázatban mutatom be (Deák, 2006).

7-1. táblázat A ménteleki kutak kialakításakor mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Minta jele	Mintázási mélység [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
		1998.12.05-i mintázás	
Méntelek-C-1	-6,25	13,80	1,38
Méntelek-C-2	-7,75	14,80	1,48
Méntelek-C-3	-9,25	19,10	1,91
Méntelek-C-4	-10,25	22,50	2,25
Méntelek-C-5	-11,25	45,30	4,53
Méntelek-C-6	-12,00	48,50	4,85
Méntelek-C-7	-12,25	54,70	5,47
Méntelek-C-8	-13,25	49,30	4,93
Méntelek-C-9	-14,75	14,00	1,40
Méntelek-C-10	-16,35	1,20	0,12
Méntelek-C-11	-22,10	0,00	0,00

Vizsgálataim során a 1963-as bombacsúcs mélységbeli helyzetét keresem, a  $^3\text{H}$ -koncentráció maximuma jelzi az akkoriban lehullott csapadékot. A 7-1. ábrán kék színnel az 1998-ban megvett minták  $^3\text{H}$ -koncentrációit, míg piros színnel a terepi és laboratóriumi vizsgálataim alapján elkészített, a kútfészek környezetének hidrodinamikai és anyagtranszport modellje által számoltakat ábrázoltam. A modellezés során az alapfeltevés az volt, hogy a kútfészek közvetlen környezetében a függőleges szivárgás a domináns, oldalsó el- és hozzáfolyással nem kell számolni annak elenyészően kis mértéke miatt. A permanens hidrodinamikai modell elkészítésénél talajmechanikai vizsgálataim eredményeire támaszkodtam, a mért szivárgási tényező és porozitás értékek voltak a modellek szivárgáshidraulikai alapjai. Az anyagtranszport modell építése során a  $^3\text{H}$ -ot, mint környezeti nyomjelzőt definiáltam a bécsi csapadék  $^3\text{H}$ -koncentrációinak éves átlagos értékeivel (Kompár et al., 2012a; 2012b; 2013a; Szucs et al, 2012). Az illesztett modellszámítások eredményén jól látszik, hogy a modell kalibrálásával visszakaptam a várt és az 1998-as mérési pontok által jelölt 1963-as bombacsúcsot.

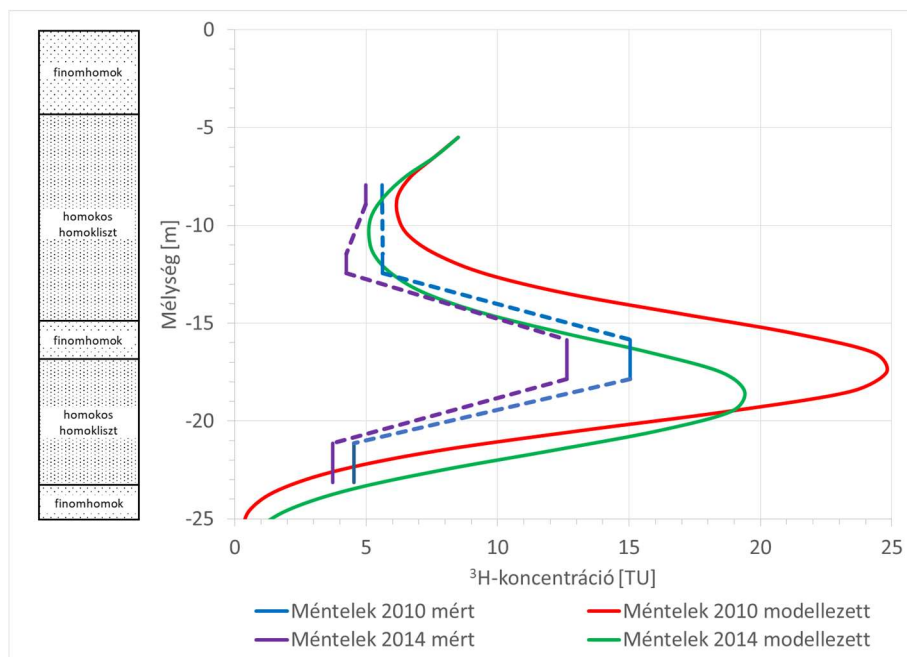


7-1. ábra A ménteleki mért és modellezett  $^3\text{H}$ -koncentrációk 1998-ban

A kútfészek 2010. és 2014. évi mintázása során a mért adatokat a 7-2. táblázat, mélységbeli eloszlásukat pedig a 7-2. ábra mutatja, ahol kék színnel a 2010-es mért, piros színnel a 2010-es modellezett, lila színnel a 2014-es mért, végül zöld színnel a 2014-es modellezett profil látható (Szücs et al., 2015). Az idő előrehaladásával a  $^3\text{H}$  koncentrációja  $\beta$ -bomlás során nagyjából a felére csökkent, a modellezés során 48 mm/év átlagos beszivárgást számítottam.

7-2. táblázat A ménteleki kutakban mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Kút jele	Szűrőzött szakasz teteje [m]	Szűrőzött szakasz alja [m]	Szűrőzött szakasz közepe [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
				2010.12.15-i mintázás		2014.05.22-i mintázás	
Méntelek-1	-7,93	-8,93	-8,43	5,60	0,16	4,98	0,14
Méntelek-2	-11,45	-12,45	-11,95	5,62	0,20	4,24	0,12
Méntelek-3	-15,85	-17,85	-16,85	15,04	0,43	12,63	0,33
Méntelek-4	-21,14	-23,14	-22,14	4,53	0,14	3,73	0,07



7-2. ábra A ménteleki mért és modellezett  $^3\text{H}$ -koncentrációk 2010-ben és 2014-ben

A  $^3\text{H}$ -on kívül nemesgázvizsgálatokra is vettünk vízmintákat. A felezési idő alatt elbomlott  $^3\text{H}$  szükségszerűen  $^3\text{He}$  formájában mutatkozik, amely alkalmas eszköze vizek korának meghatározására, helyesebben annak az időnek a meghatározására, amely a csapadékvíz talajvizet történő elérésének és a mintázás ideje között eltelt. A nemesgázmérések eredményeit a 7-3. táblázatban, a számított vízkorokat pedig a 7-4. táblázatban adom meg, a vízkorok mélységbeli eloszlását a 7-3. ábrán mutatom be (nemesgázokra történő mintázásra csak a 2010-ben került sor).

7-3. táblázat A ménteleki kutakban mért nemesgáz-koncentrációk

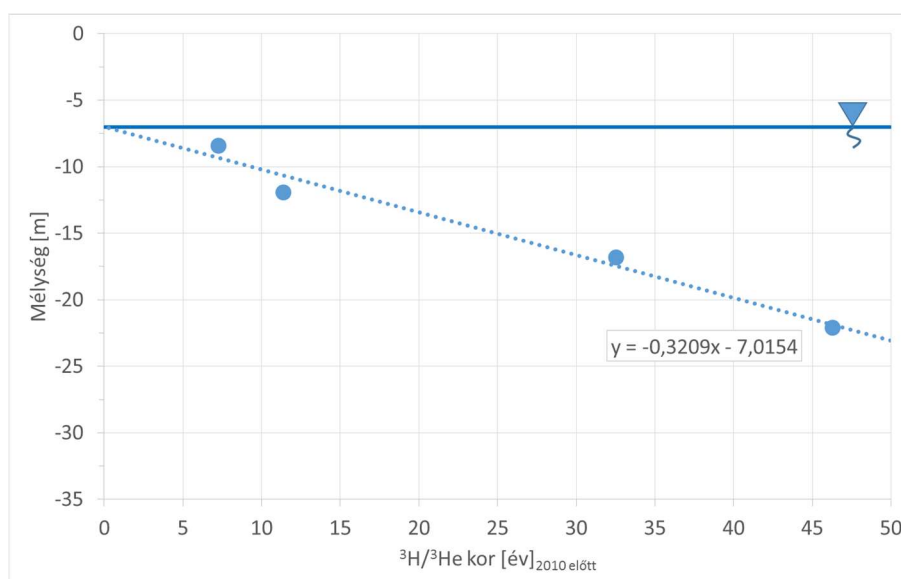
Kút jele	He	Ne	Ar	Kr	Xe	$^3\text{He}$	$\text{R/R}_a$
	(ccSTP/g)						[-]
Méntelek-1	4,96E-08	1,99E-07	3,68E-04	8,43E-08	1,21E-08	7,01E-14	1,02
Méntelek-2	4,52E-08	1,96E-07	3,69E-04	8,59E-08	1,20E-08	7,46E-14	1,19
Méntelek-3	4,38E-08	1,94E-07	3,76E-04	8,68E-08	1,22E-08	2,52E-13	4,15
Méntelek-4	5,44E-08	2,29E-07	4,01E-04	8,91E-08	1,25E-08	2,10E-13	2,79



7-4. táblázat A ménteleki kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori  $^3\text{H}+^3\text{He}$ -koncentrációk

Kút jele	$^3\text{H}/^3\text{He}$ kor [év]	Hiba [év]	$^3\text{H}+^3\text{He}$ [TU]	Hiba [TU]
Méntelek-1	7,3	1,8	8,4	1,1
Méntelek-2	11,4	2,5	10,5	1,1
Méntelek-3	32,6	4,5	91,0	3,0
Méntelek-4	46,3	4,9	59,5	2,3

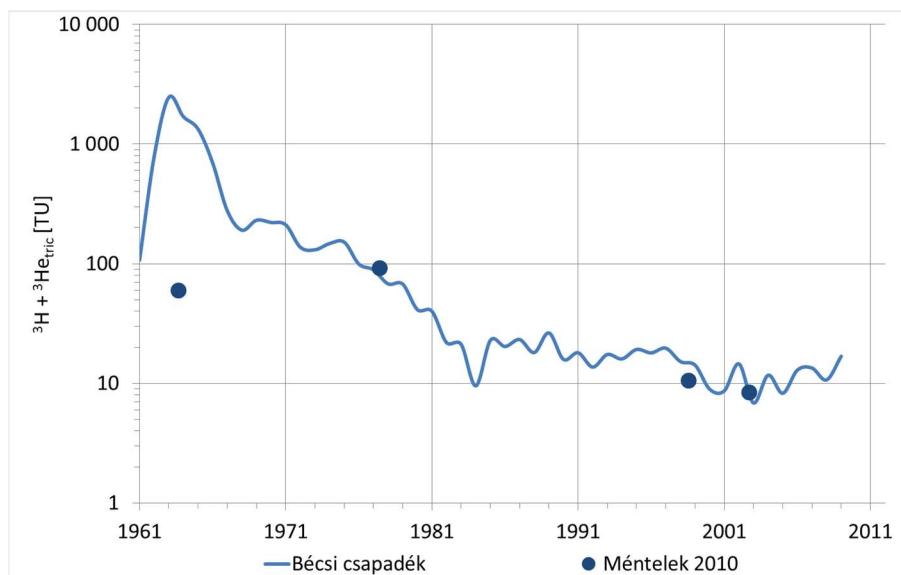
Ideális esetben, amennyiben a csapadékvíz szivárgása legnagyobb mértékben csupán függőleges, azt várjuk, hogy a vízkorokra illesztett egyenes a mindenkori nyugalmi talajvízszintnél fogja a legfiatalabb vizet mutatni. Esetemben ez a várakozás helyes és eredményes volt, hiszen megközelítőleg 0 évesnek lehet datálni a talajvíztükör korát. A vízkorokra illesztett lineáris trendvonal meredekségéből és a mért 0,15 effektív porozitással számolva az utánpótlódás mértéke hasonlóan a  $^3\text{H}$ -csúcs módszer alkalmazása során kapott eredményhez 48 mm/év (Palcsu et al., 2017).



7-3. ábra A ménteleki kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2010-ben

Az 7-4. ábrán a  $^3\text{H}$  és a  $^3\text{He}_{\text{trit}}$ -koncentrációinak összegét szemléltetem (7-4. táblázat alapján) a csapadék-idősorra illesztve, és amelyből kitűnik, hogy mindegyik reális, értelmezhető eredményt ad. A további kutatási területek modellezési eljárásai megegyeznek ezen ménteleki

modell koncepciójával, az egyes földtani és vízföldtani paraméterek értelemszerű különbözőségeivel.



7-4. ábra A ménteleki kutaknál számított beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Kutatómunkáim során a ménteleki, fischerbócsai és nyíradonyi kútsoportoknál az 5.2 fejezetben bemutatottak alapján a nyugalmi talajvízszintig történő folytonos, zavartalan talajmintázást is végeztem (a talajminták nedvességtartalmait és a  $\delta^{18}\text{O}$  értékeit 7-5. táblázatban közlöm). A ménteleki talajvizsgálatok során mért és modellezett  $\delta^{18}\text{O}$  értékeket a 7-5. ábrán mutatom be (Kompár et al., 2015d).

A 4.3 fejezetben már kitértem a csapadék  $\delta^{18}\text{O}$  értékének szezonális ingadozására, amely egyértelmű magyarázatot ad a beszivárgáskori hőmérsékletre: egyre alacsonyabb hőmérsékletnél a  $\delta^{18}\text{O}$  értéke egyre negatívabb, míg egyre magasabb hőmérsékletnél a  $\delta^{18}\text{O}$  értéke egyre pozitívabb. Megemlítem továbbá, hogy a csapadékvíz talajfelszín alá történő beszivárgása után izotópos összetétele szignifikánsan nem változik, az időben állandónak tekinthető, így alkalmas eszköze a beszivárgáskori körülmények jellemzésére.

A talajmintázás 2014. október 31-én történt, tehát az októberi csapadékból származó víz van a talajfelszínhez legközelebb. Vizsgálataim során azt kerestem, hogy az 500 cm mélyen lévő csapadékvíz mikor szivárgott be a talajfelszín alá. A mért és modellezett  $\delta^{18}\text{O}$  profilok látszólag jó egyezést mutatnak (leginkább a téli időszakban), számításaim alapján 500 cm mélyen a 2013. novemberében beszivárgott csapadékvíz tartózkodik. A fenti ábrán is látható ez a jelenség, és miután vizsgálataim során a szélsőértékek (téli és nyári csapadékok) mélységbeli

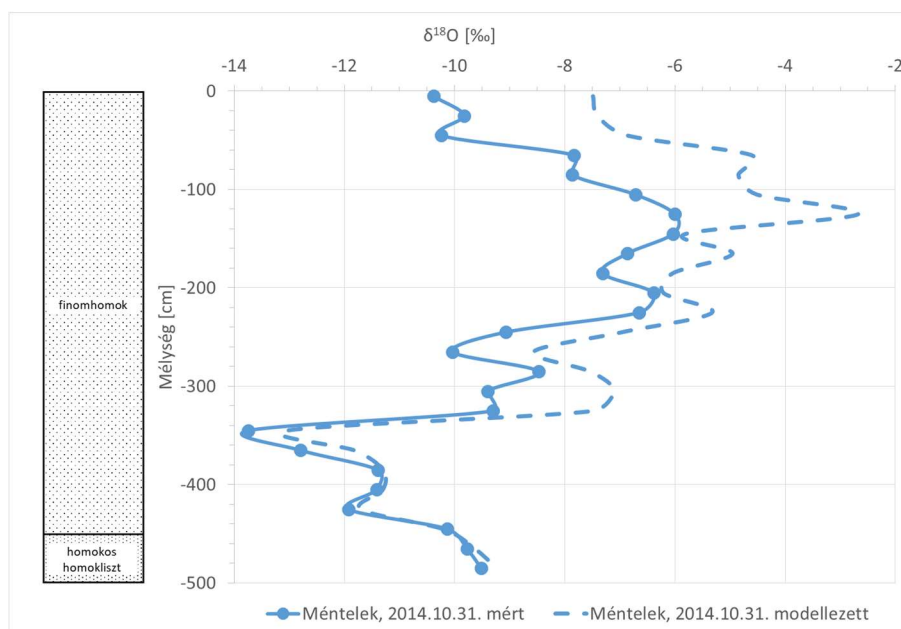
helyzetét keresem, kb. 150 cm-re tehető a 2014. nyári csapadék, míg kb. 350 cm mélyen a 2013/2014. téli csapadék.

7-5. táblázat A ménteleki talajmintákból mért nedvességtartalmak és  $\delta^{18}\text{O}$  értéke (2014.10.31-i mintázás)

Mintázási mélység [cm]	Nedvesség-tartalom [%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Mintázási mélység [cm]	Nedvesség-tartalom [%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
-5	12,8	-10,39	-265	7,4	-10,04
-25	6,6	-9,82	-285	5,1	-8,48
-45	4,2	-10,24	-305	5,8	-9,40
-65	5,6	-7,84	-325	6,1	-9,31
-85	7,3	-7,87	-345	6,7	-13,74
-105	8,5	-6,72	-365	3,2	-12,80
-125	7,3	-6,00	-385	4,3	-11,40
-145	18,7	-6,03	-405	14,2	-11,42
-165	5,2	-6,86	-425	4,6	-11,92
-185	11,8	-7,32	-445	2,6	-10,14
-205	8,3	-6,39	-465	5,1	-9,78
-225	27,7	-6,65	-485	13,8	-9,52
-245	5,4	-9,07			

A 7-5. ábrán bemutatott két profilon látszik, hogy az alsó, téli csapadékot jelző ágak jó egyezést mutatnak, azonban a talajfelszínhez közeledve (bár a szélsőértékek mélységbeli helyzete megegyezik) a  $\delta^{18}\text{O}$  értékénél már ‰-es különbségek is adódnak. Ezen különbségek jelen vizsgálataimat nem befolyásolják, ez a telítetlen közegbeli tartózkodási idő számítását nem módosítja, de ettől függetlenül még figyelemreméltó, és talán zavaró is lehet. Magyarázat lehet a jelenségre, hogy a modellezés során az ATOMKI által mintázott debreceni csapadékok mért havi átlag  $\delta^{18}\text{O}$  értékeit használtam, míg a mért értékek a mintázott mélységekben a csapadékesemények „elraktározott” információit hordozzák. Itt jegyzem meg, és hívom fel a figyelmet arra, hogy vizek izotópos összetétele időben és térben is változhat: a „pozitívodásért” jellemzően az izotóp frakcionáció jelensége a felelős, míg negatívabbá válása csupán valamilyen mértékű keveredéssel lehetséges (nagyobb arányban keveredik alacsonyabb hőmérsékleten kicsapódott víz a magasabb hőmérsékleten kicsapódotthoz).

Csapadékesemények között is vannak különbségek, függetlenül attól, hogy azok ugyanazon a nyáron estek, néhány nap, vagy hét különbséggel, ugyanis lényeges a lehullott csapadék hőmérséklete, amely nem ugyanaz egy nyári zápor és egy hosszabb, nagyobb intenzitású zivatar esetén (Seress, Horváth, 2009; Kelemen et al., 2016). A talaj felszínétől kb. 280 cm mélységig nyári csapadékvizek vannak jelen, ezeknél lehet magyarázat az előbb leírtak.



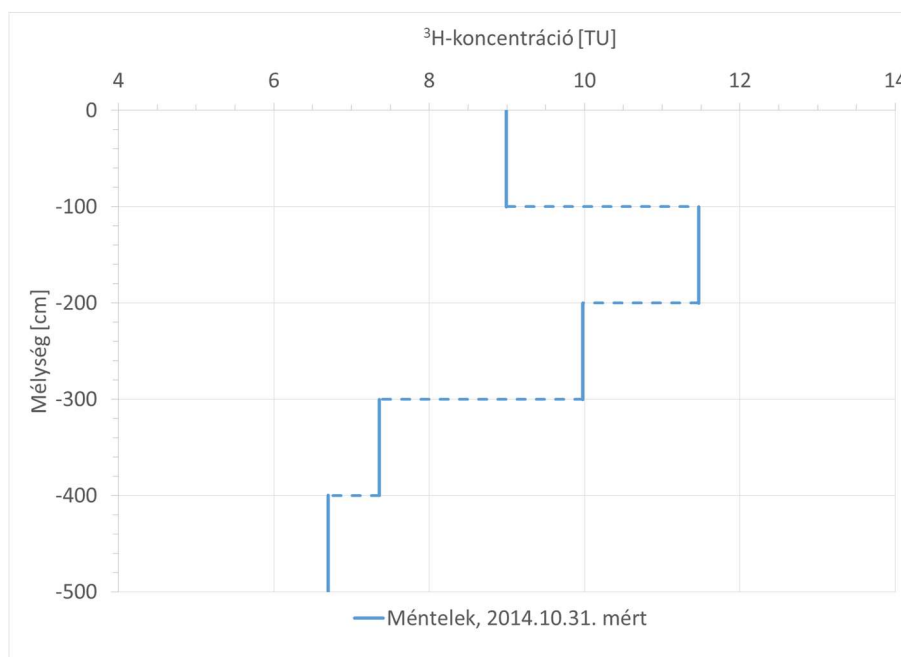
7-5. ábra A ménteleki mért és modellezett  $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profil

A vizsgálati időszak tehát a ménteleki talajszelvény alapján 12 hónapra adódott, ennyi idő szükséges ahhoz, hogy a beszivárgó csapadékvíz elérje a talajvíztükröt, ami alapján megállapítom, hogy 500 cm-es mélységben a 2013. novemberében beszivárgott csapadék van.

A stabil izotópos vizsgálatok mellett azonban  $^3\text{H}$ -koncentrációra is történtek mérések, bár ebben az esetben csupán öt mélységben, mégpedig méterenként (7-6. táblázat). Fontos tudni, hogy ezen vizsgálatoknak nagyobb „vízigényük” van, mintegy 0,5 l víztartalmat szükséges kinyerni a talajmintákból (szemben a stabil izotópos vizsgálatoknál néhány ml is elegendő). A stabil izotópos vizsgálatokhoz fel nem használt minden második 10 cm-es részt méterenként homogenizáltam (ismerve a talajminták nedvességtartalmát szükségszerű volt, hogy meglegyen a 0,5 l víz), és azt desztilláltam le, majd gázosítottam ki, melyek után pedig az ATOMKI nemesgáz-tömegspektrométerével mértük meg a He-koncentrációkat (a bomlási egyenlet segítségével így már meghatározhatóvá váltak a  $^3\text{H}$ -koncentrációk). A  $^3\text{H}$ -koncentrációkat a mélység függvényében ábrázoltam, amelyet a 7-6. ábrán mutatom be.

7-6. táblázat A ménteleki talajmintákból mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk (2014.10.31-i mintázás)

Mélység [cm]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
0 - -100	8,99	0,41
-100 - -200	11,47	0,48
-200 - -300	9,98	0,44
-300 - -400	7,36	0,36
-400 - -500	6,70	0,32

7-6. ábra A ménteleki talajminták nedvességtartalmaiból mért  $^3\text{H}$ -méllység profil

Az ábráról kitűnik, hogy a mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk a mai magyarországi csapadékoknak megfelelő értékek lettek, és a téli-nyári csapadékokra jellemző szezonaritást is megfelelően prezentálja, a módszer tehát alkalmas frissen beszivárgott csapadékvizek azonosítására, hasonlóan a stabil izotópokhoz. Azonban az is világosan látszik, hogy a méterenként kevert minták (és azok víztartalmai) miatt a szélsőségek is „elcsúsznak” (különösen a legmélyebb méterközben), így ezen módszer számszerűsítésre ilyen formában nem használható.

## 7.2. A fischerbócsai kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása

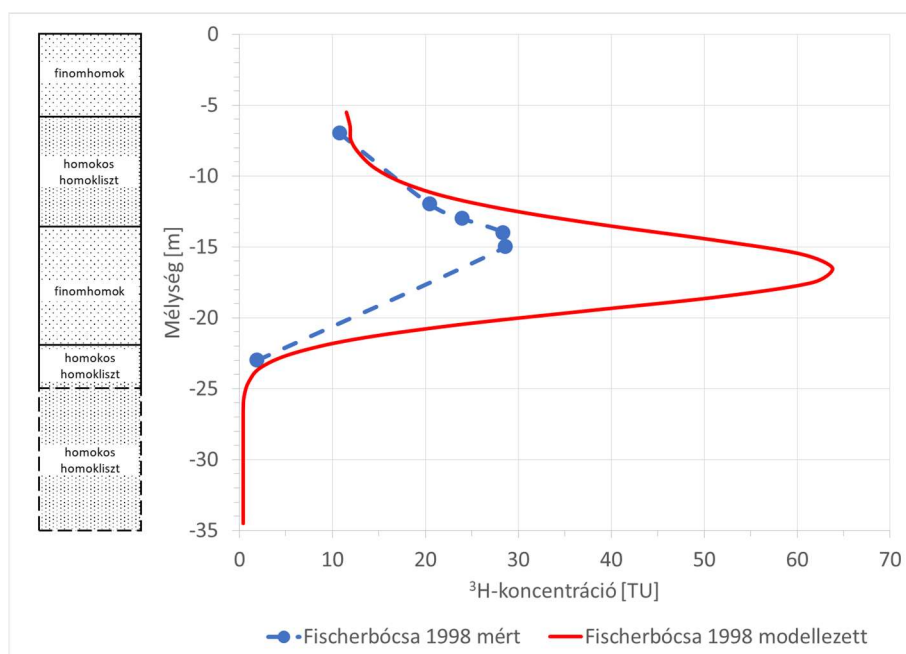
A fischerbócsai kútfészkek 1998-as kialakítás során szintén több mélységből megvett talajminták alapján mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk (7-7. táblázat) és a felvett  $^3\text{H}$ -méllység profil volt vizsgálataim alapja (Deák, 2006). A fischerbócsai kutak paramétereit és a 2014. évi mért

$^3\text{H}$ -koncentrációkat a 7-8. táblázatban adom meg. A 7-7. ábrán kék színnel jelzem az akkori mért értékeket, míg piros színnel a modellezés során felvett profilt.

7-7. táblázat A fischerbócsai kutak kialakításakor mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Minta jele	Mintázási mélység [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
		1998.12.05-i mintázás	
Fischerbócsa-C-1	-7,00	10,80	1,08
Fischerbócsa-C-2	-12,00	20,50	2,05
Fischerbócsa-C-3	-13,00	24,00	2,40
Fischerbócsa-C-4	-14,00	28,40	2,84
Fischerbócsa-C-5	-15,00	28,60	2,86
Fischerbócsa-C-6	-23,00	1,90	0,19

A 4-5. mintázási pontok első ránézésre egy bombacsúcs közeli helyzetet jelezhetnek, ám a modelleredmények egy magasabb, de a várttal egyező értéket adnak. A ménteleki profil alapján látható, hogy az 1963-as csapadék (és a vele együtt „beszivárgott”  $^3\text{H}$ ) 1998-ra közel 55 TU értékű  $^3\text{H}$ -koncentrációval van jelen a talaj felszíne alatt 12,5 m-rel.



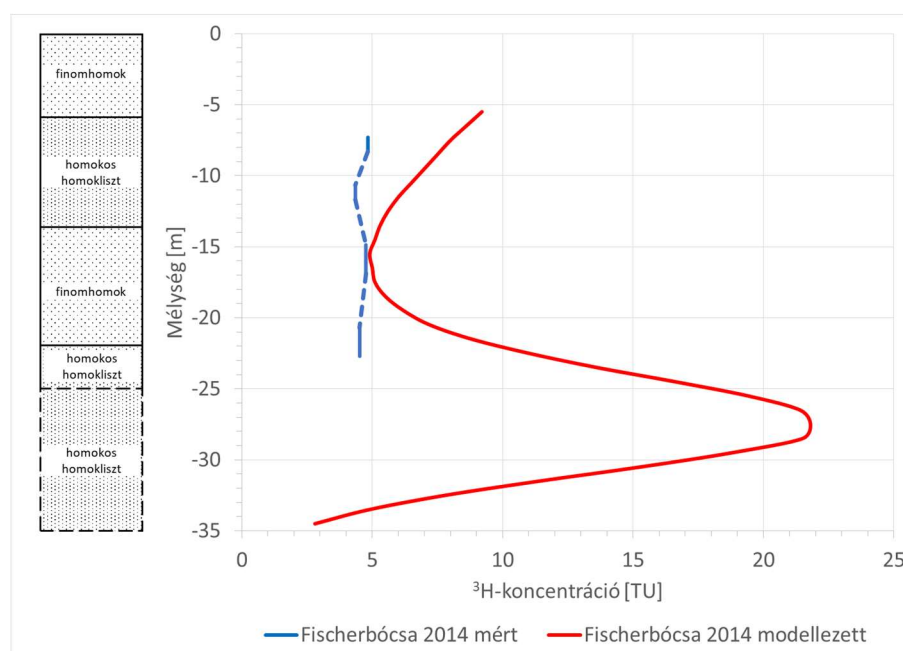
7-7. ábra A fischerbócsai mért és modellezett  $^3\text{H}$ -koncentrációk 1998-ban

Ezen tényből kiindulva, és hogy a szivárgás sebességével az egyes anyagtranszport folyamatok mértéke is eltérhet, a modell eredményei kellő pontossággal mutatják be a szivárgás

dinamikáját. 2014-ben méntelekihez hasonlóan ezt a kútfészket is újramintáztuk (7-8. táblázat), a 7-8. ábrán kék színnel ismét a mért, a piros görbével pedig a modellezett értékeket jelöltem.

7-8. táblázat A fischerbócsai kutakban mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Kút jele	Szűrőzött szakasz teteje [m]	Szűrőzött szakasz alja [m]	Szűrőzött szakasz közepe [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
				2014.05.22-i mintázás	
Fischerbócsa-1	-7,30	-8,30	-7,80	4,83	0,17
Fischerbócsa-2	-10,67	-11,67	-11,17	4,35	0,16
Fischerbócsa-3	-14,87	-16,87	-15,87	4,75	0,24
Fischerbócsa-4	-20,71	-22,71	-21,71	4,52	0,15



7-8. ábra A fischerbócsai mért és modellezett  $^3\text{H}$ -koncentrációk 2014-ben

Szembetűnő, hogy a mért értékek egy kivételével rendre kisebbek a vártnál és a modellezettnél, kvázi minden  $^3\text{H}$ -koncentráció megegyezik, mintha azonos korú vizekről lenne szó, de már a  $^3\text{He}/^4\text{He}$  is mutatja, hogy ez nem így van, azaz csupán a  $^3\text{H}$  nem elég a beszivárgás vizsgálatára. A szivárgási sebesség alapján tehát várható, hogy az 1963-as bombacsúcs mélyebben van, a legmélyebb kúttal is kiesik a „látótérből”. A modellszámítások alapján viszont megállapítható, hogy az akkoriban beszivárgott csapadékvíz 27-28 m-rel a talajfelszín alatt helyezkedik el, az évi átlagos beszivárgás mértéke 62 mm/év (Palcsu et al., 2017). Figyelemreméltó azonban az 1998-as és a 2014-es vizsgálatok eredményei közti különbség, amely 16 év alatt átlagosan 94

mm/év a beszivárgás mértéke. A függőleges szivárgási sebesség növekedése során több kérdés is megfogalmazódhat az okokat keresve, ha csak a dolgozatom elején, a Duna-Tisza köze vízföldtani és vízgazdálkodási kérdéskörére gondolunk, miszerint az egyre szélsőségesebbé váló időjárási viszonyok és az elmúlt évtizedekben megnövekedett rétegvíz-termelések közös hatásaikként a talajvízszintek csökkenése várható.

Annak érdekében, hogy meggyőződhessenek a beszivárgás mértékének helyességéről és a  $^3\text{H}$ -koncentrációk valódiságáról, szintén támogatást nyújtanak a nemesgázok koncentrációi (7-9. táblázat). A mintázásnál azonban a  $^3\text{H}$ -tól eltérően csupán a három legmélyebbi kút volt mintázható, így  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok is csak ezen kutaknál váltak meghatározhatóvá (a legmélyebbnél azonban csupán minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok) (7-10. táblázat és 7-9. ábra).

7-9. táblázat A fischerbócsai kutakban mért nemesgáz-koncentrációk

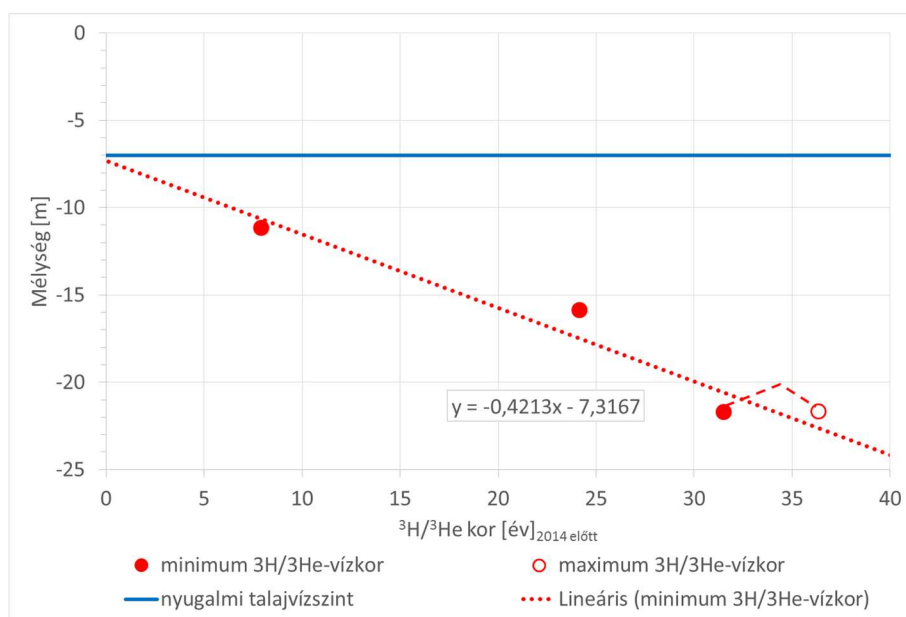
Kút jele	He	Ne	Ar	Kr	Xe	$^3\text{He}$	$\text{R}/\text{R}_a$
	(ccSTP/g)						[-]
Fischerbócsa-2	4,70E-08	1,86E-07	3,59E-04	8,23E-08	1,16E-08	7,32E-14	1,12
Fischerbócsa-3	4,52E-08	2,00E-07	3,64E-04	8,48E-08	1,22E-08	9,77E-14	1,56
Fischerbócsa-4	3,59E-08	1,78E-07	3,70E-04	8,55E-08	1,23E-08	1,17E-13	2,35

7-10. táblázat A fischerbócsai kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori  $^3\text{H}+^3\text{He}$  koncentrációk

Kút jele	$^3\text{H}/^3\text{He}$ kor [év]	Hiba [év]	$^3\text{H}+^3\text{He}$ [TU]	Hiba [TU]
Fischerbócsa-2	7,9	0,2	6,8	1,4
Fischerbócsa-3	24,2	0,7	18,5	1,9
Fischerbócsa-4	31,5 (36,4)	4,4 (4,6)	26,6 (34,9)	2,2 (3,4)

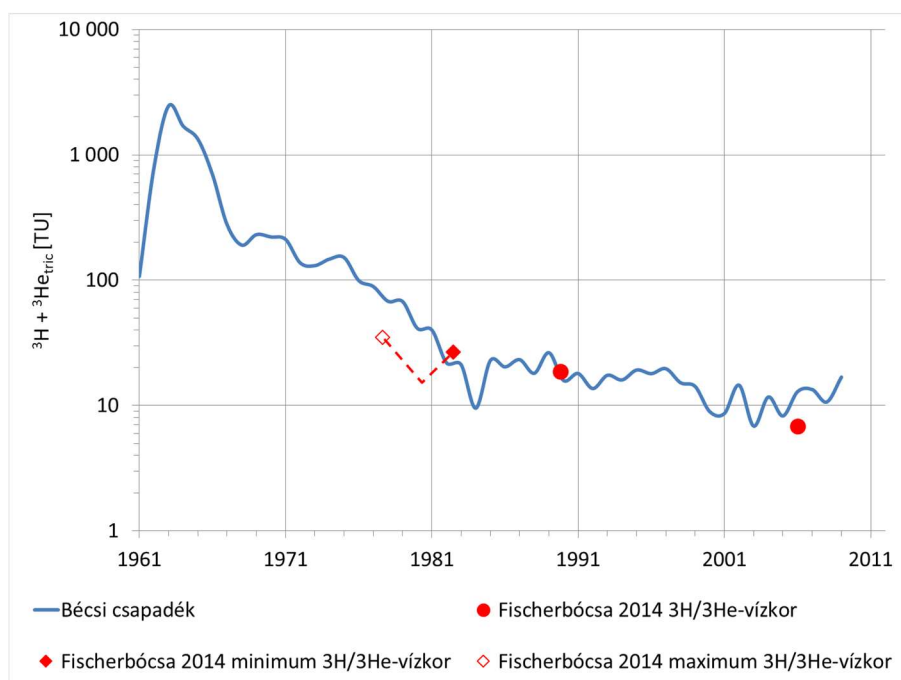
Megjegyzés: a maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$  korokat és azok hibáit, továbbá a maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$  korokhoz tartozó  $^3\text{H}+^3\text{He}$  értékeket és azok hibáit zárójelben feltüntettem fel.





7-9. ábra A fischerbócsai kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2014-ben

Ezek közül is a két sekélyebb kútnál egyértelmű vízkorok adódtak, a mélyebb kút esetében mért koncentrációkból viszont az látszik, hogy „elveszett” valamennyi oldott gáz, tehát feltételezhetően valamennyi  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  is, ebben az esetben (mivel nem vagyunk biztosak abban, hogy a  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  mennyi része tűnt el) csupán minimum és maximum vízkort lehetett számolni. Az eltérő vízkorok közül a valószínűsnek vélt meghatározásához a 7-10. ábrán mutatom be a  $^3\text{H}$  és a  $^3\text{He}_{\text{trit}}$ -koncentrációk összegét. Látható, hogy a két sekélyebb kútra számított eredmény jól illeszkedik a csapadék-idősorra, így azok értelmezhetőek, míg a legmélyebbnél számított vízkorok alapján (és a bombacsúcs mélységbeli helyzete alapján számított szivárgási sebességgel) a minimum vízkorhoz tartozó koncentrációk illeszkedése a leginkább elfogadható, és amely során számított átlagos beszivárgás mértéke a 0,15 effektív porozitással számolva 63 mm/év (Palcsu et al., 2017).



7-10. ábra A fischerbócsai kutaknál számított beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációk

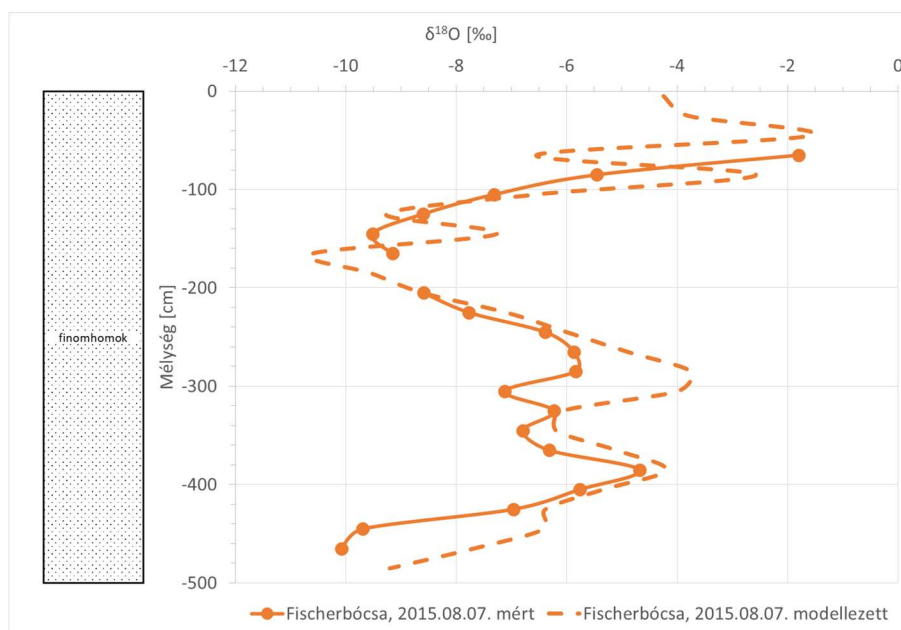
A ménteleki vizsgálatokhoz hasonlóan itt is történtek talajmintázások (2015. augusztus 7-én), amelyek során a nyugalmi talajvízszintig sikerült vizsgálnom a telítetlen zónát (7-11. táblázat). A modellezés a méntelekihez hasonló koncepció alapján történt, a transzportmodell alapján jelöltem ki az 500 cm mélyen lévő csapadékvíz beszivárgásának idejét, ami 2014. februárra adódott, a vizsgálati időszak így 18 hónapot ölel fel (7-11. ábra). Jelen  $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profilnál is a téli és nyári csapadékok mélységbeli helyzetét kerestem: a 2014. évi nyári csapadék a talaj felszínétől kb. 50 cm-re, a 2013/2014. téli csapadék kb. 180 cm-re, míg a 2013. nyári csapadék 350 cm-re található. Jelentős eltérés (több, mint 3‰) a 280-360 cm-es mélységközben látható, ahol szintén a nedvességtartalmak „elnegatívodása” figyelhető meg, itt a legvalószínűbb ok ismételten egy-egy jelentősebb zivatar lehet, amely (és az előzőekben már szintén említett, különböző eredetű csapadékok keveredése) alapvetően meghatározza a beszivárgott csapadékvíz izotópos összetételét.

7-11. táblázat A fischerbócsai talajmintákból mért nedvességtartalmak és  $\delta^{18}\text{O}$  értékek (2015.08.07-i mintázás)

Mintázási mélység [cm]	Nedvesség-tartalom [%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Mintázási mélység [cm]	Nedvesség-tartalom [%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
-5	0,6	-1,77	-245	3,6	-6,39
-25	1,4	n.a.	-265	3,2	-5,87

-45	1,1	n.a.	-285	3,7	-5,84
-65	0,9	n.a.	-305	5,5	-7,13
-85	1,9	-5,45	-325	3,4	-6,23
-105	2,5	-7,31	-345	4,3	-6,80
-125	3,4	-8,61	-365	4,9	-6,32
-145	3,2	-9,52	-385	5,2	-4,68
-165	4,2	-9,15	-405	4,7	-5,77
-185	3,6	n.a.	-425	4,5	-6,96
-205	4,1	-8,59	-445	16,2	-9,69
-225	3,7	-7,77	-465	10,3	-10,07

*Megjegyzés: n.a. – nincs adat (mérés nem történt)*



7-11. ábra A fischerbócsai mért és modellezett  $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profil

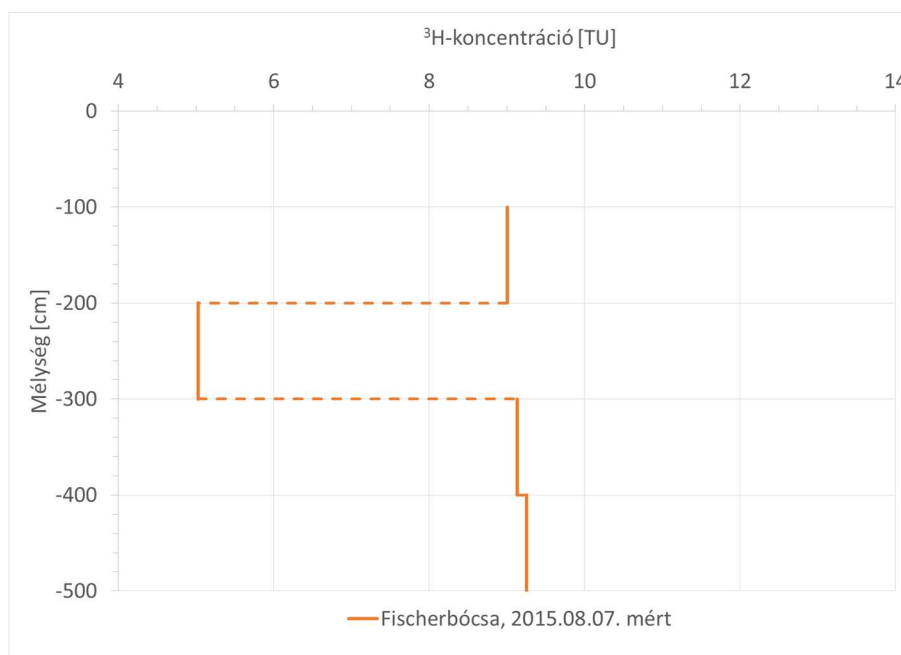
A ménteleki vizsgálataimhoz hasonlóan itt is volt lehetőségem a talajminták desztillálásra és a kinyert talajnedvességeken  $^3\text{H}$ -mérések elvégzésére (a módszer a már említettekkel mindenben megegyezik) (7-12. táblázat).

7-12. táblázat A fischerbócsai talajmintákból mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk (2015.08.07-i mintázás)

Mélység [cm]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
0 - -100	n.a.	
-100 - -200	9,00	0,51
-200 - -300	5,02	0,80
-300 - -400	9,13	0,41
-400 - -500	9,25	0,37

Megjegyzés: n.a. – nincs adat (mérés nem történt)

A felvett  $^3\text{H}$ -mélység profil alapján szembeűnő a mért értékek hasonlósága (7-12. ábra), ebben az esetben a négy minta (a legfelső 1 méteres rész olyannyira száraz volt, hogy nem lehetett a méréshez elegendő vizet kinyerni belőle) túl kevés a szélsőségek igazolására, így ezen eredmények értelmezésébe jelen fázisban nem mélyedek bele. Fontos megállapítás azonban, hogy minden mérési eredmény szintén a mai csapadékoknak megfelelő.

7-12. ábra A fischerbócsai talajminták nedvességtartalmaiból mért  $^3\text{H}$ -mélység profil

### 7.3. A nyíradonyi kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása

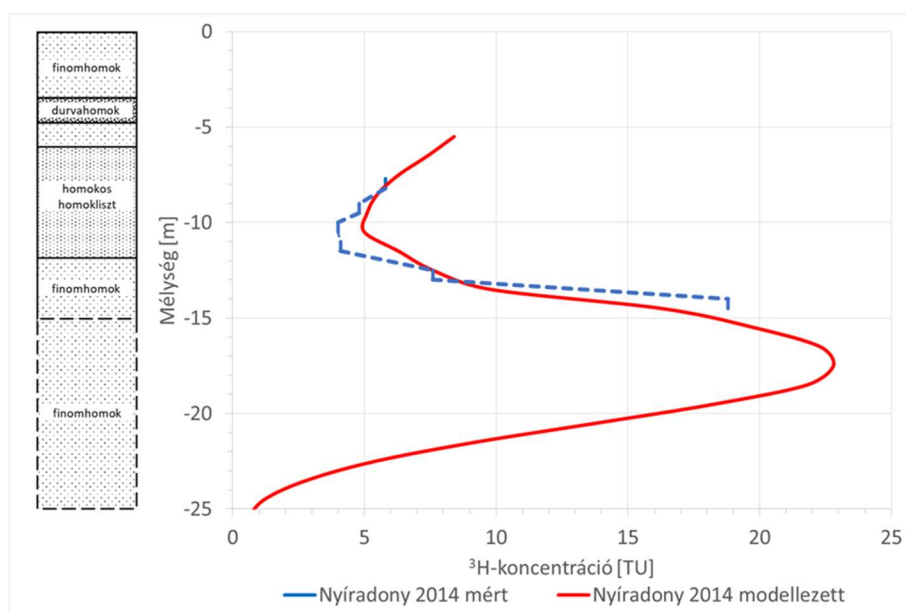
2013. szeptemberében a Nyírségben, Nyíradony külterületén került sor egy speciális, izotóphidrogeológiai vizsgálatokra optimalizált szondakút-csoport kialakítására. A kútcsoport érdekessége és újdonságtartalma, hogy a lehető legkisebb, de még mintázható belső átmérővel,

0,5 m-es szűrőszakaszokkal lett kiképezve úgy, hogy mindeközben a kutakat egyetlen, folytonos csőből alakítottuk ki, elkerülve így a csőszakaszok illesztésénél és a palástcementezésnél rejlő kockázatokat. 2014. márciusában a kútcsoport mintázását  $^3\text{H}$ -ra és nemesgázokra is lehetőségem volt elvégezni, de csupán hat kútban: egyes kutak szárazak voltak, másoknál pedig valami más miatt nem volt lehetőség a mintázásra. A nyíradonyi kutak paramétereit és a mért  $^3\text{H}$ -koncentrációkat a 7-13. táblázatban mutatom be.

A megvett vízminták laboratóriumi mérései után világosan látszott, hogy a legmélyebb, 15 m-es kúttal sem sikerült az 1963-as bombacsúcsot elérni, az valamennyivel mélyebben lehet a földfelszín alatt. A kútcsoport kialakítása során elvégzett geofizikai szondázások és talajmechanikai, illetve próbaszivattyúzási vizsgálatok alapján a szimulációs tér felépítése elérhető vált, az anyagtranszport modell alapjai pedig szintén a bécsi csapadék-idősor és a  $^3\text{H}$  kémiai, bomlási és anyagtranszport-jellemzői voltak (Kompár et al., 2014a; 2014b; 2015b). A modell mért adatokra történő illesztését mutatja a 7-13. ábra. Kék színnel a mért adatokat, míg a piros színnel a modellezett értékeket jelenítettem meg. A bombacsúcs a modellszámítások alapján 17-18-m-es mélységben található, amely alapján az évi átlagos beszivárgás mértéke 27 mm (Palcsu et al., 2017).

7-13. táblázat A nyíradonyi kutakban mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Kút jele	Szűrőzött szakasz teteje [m]	Szűrőzött szakasz alja [m]	Szűrőzött szakasz közepe [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
				2014.03.13-i mintázás	
Nyíradony-8	-7,70	-8,20	-7,95	5,80	0,40
Nyíradony-7	-9,00	-9,50	-9,25	4,80	0,40
Nyíradony-5	-10,00	-10,50	-10,25	4,00	0,30
Nyíradony-6	-11,00	-11,50	-11,25	4,10	0,40
Nyíradony-2	-12,50	-13,00	-12,75	7,60	0,50
Nyíradony-1	-14,00	-14,50	-14,25	18,80	0,60



7-13. ábra A nyíradonyi mért és modellezett  $^3\text{H}$ -koncentrációk 2014-ben

Ennél a kútcsoportnál, ahol a fischerbócsai kútfészekhez hasonlóan a bombacsúcsot nem sikerült elérni a legmélyebb kúttal sem, ismét a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok adhatnak segítséget a szivárgási viszonyok vizsgálatánál (7-14. táblázat). A vízkorok közötti lineáris függvénykapcsolat alapján (7-14. ábra) a 0,13 effektív porozitás értékkel számolva évi átlagos 22 mm beszivárgást számítottam (Palcsu et al., 2017). A nyíradonyi kútcsoport hat vizsgált kútja közül a kettő kigázosodott vizet adott, így nem kaptam egyértelmű vízkorokat, szükségessé vált tehát minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok meghatározása.

7-14. táblázat A nyíradonyi kutakban mért nemesgáz-koncentrációk

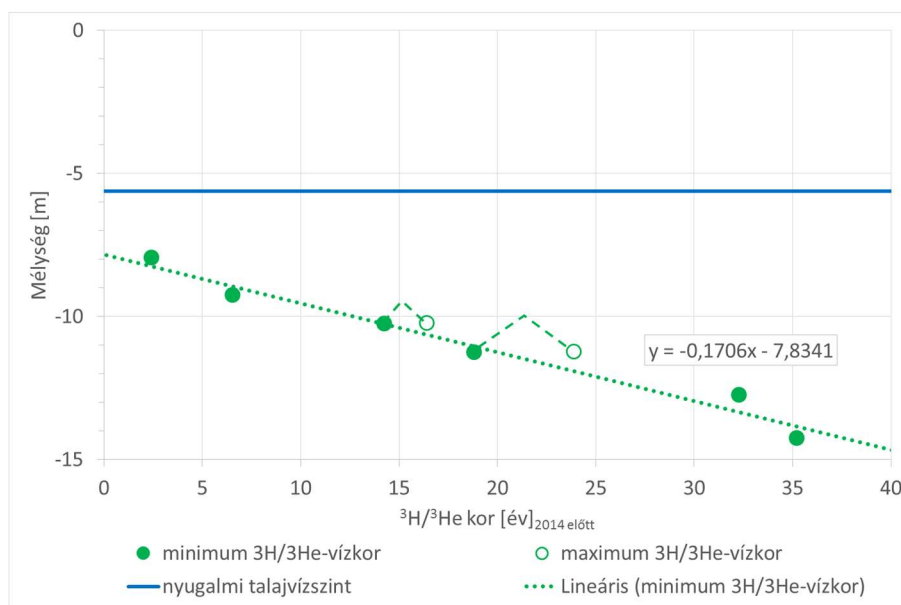
Kút jele	He	Ne	Ar	Kr	Xe	$^3\text{He}$	$\text{R}/\text{R}_a$
	(ccSTP/g)						[-]
Nyíradony-8	4,71E-08	2,07E-07	3,70E-04	8,35E-08	1,18E-08	6,91E-14	1,06
Nyíradony-7	3,96E-08	1,95E-07	3,68E-04	8,45E-08	1,20E-08	6,74E-14	1,23
Nyíradony-5	3,62E-08	1,58E-07	3,34E-04	8,16E-08	1,10E-08	7,30E-14	1,46
Nyíradony-6	2,43E-08	6,32E-09	2,10E-04	5,23E-08	8,79E-09	5,22E-14	1,55
Nyíradony-2	4,62E-08	2,29E-07	3,76E-04	8,50E-08	1,22E-08	1,73E-13	2,70
Nyíradony-1	8,11E-08	3,05E-07	4,64E-04	9,44E-08	1,30E-08	3,94E-13	3,51

7-15. táblázat A nyíradonyi kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -korok és a számított beszivárgáskori  $^3\text{H}+^3\text{He}$  koncentrációk

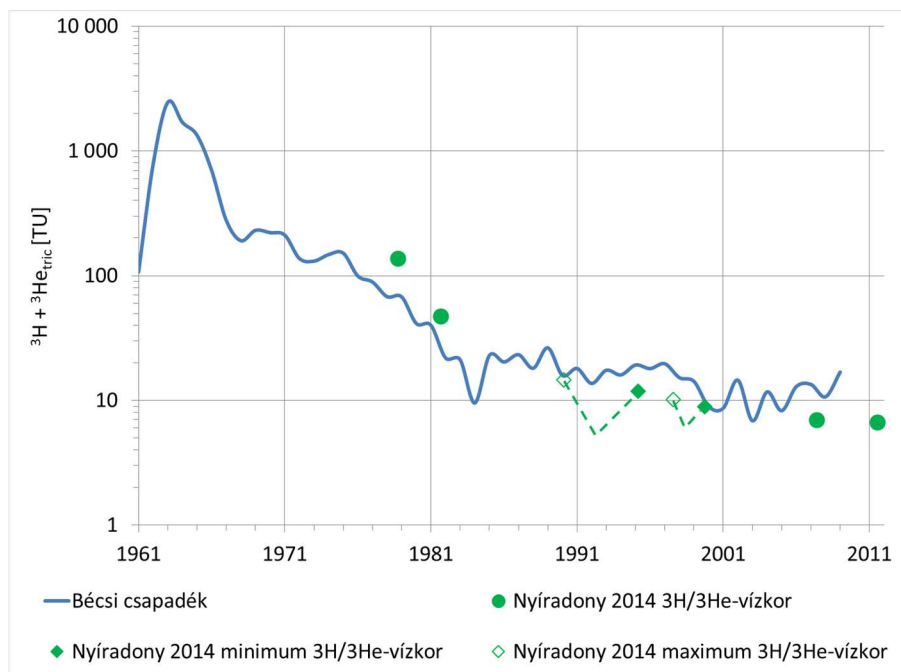
Kút jele	$^3\text{H}/^3\text{He}$ kor [év]	Hiba [év]	$^3\text{H}+^3\text{He}$ [TU]	Hiba [TU]
Nyíradony-8	2,4	2,5	6,7	1,3
Nyíradony-7	6,6	2,4	6,9	1,3
Nyíradony-5	14,3 (16,4)	2,0 (2,3)	8,9 (10,1)	1,3 (1,9)
Nyíradony-6	18,8 (23,9)	3,5 (3,7)	11,8 (14,6)	1,2 (1,8)
Nyíradony-2	32,3	1,2	46,7	2,4
Nyíradony-1	35,2	0,7	136,5	4,6

Megjegyzés: a maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$  korokat és azok hibáit, továbbá a maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$  korokhoz tartozó  $^3\text{H}+^3\text{He}$  értékeket és azok hibáit zárójelben feltüntettem fel.

A 7-14. ábrán bemutatott  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok alapján jól látszik, hogy a számítottak közel egy egyenesre esnek, amely kiegyenlítő egyenes jó egyezést mutat a vártakkal, a 3-4. kutaknál a minimum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat fogadom el, mint helyesebb vízkorokat. A vízkorok értelmezhetőségében a minták  $^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{trit}}$ -koncentrációi jelentenek segítséget, így állapítottam meg az 5-6. kutakból vett vízminták vízkor eredményeinek elfogadhatóságát (7-15. ábra).



7-14. ábra A nyíradonyi kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2014-ben



7-15. ábra A nyíradonyi kutaknál számított beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációk

PhD tanulmányaim és kutatásaim, továbbá szakirodalmi feldolgozásaim során egyértelművé vált, hogy az izotóphidrológiai vizsgálatoknál kiemelten fontos a többletlevegő-képződés és a kigázosodás folyamatait is figyelembe venni. Többletlevegő képződésekor a csapadékvíz beszivárgása során a Henry-törvénynek megfelelő egyensúlyi koncentrációkkal rendelkező vízszint megemelkedik, előnti a telítetlen zónában lévő talajszemcsék közötti részt úgy, hogy eközben talajgázzal teli buborékok maradnak a pórustérfogatban. A megemelkedett hidrosztatikai nyomás megnöveli a buborékokban uralkodó nyomást, ezáltal ők részben, vagy teljesen beoldódhatnak. Ezzel ellentétben a kigázosodás során a vízben oldott gázok a földtani közegben igaz ritkábban, de mégis előforduló gázlencsékbe diffundálnak, ezzel okozva a mintázott vízben gázhiányt. Ezen két folyamat szimulálására laboratóriumi oszlopkísérleteket végeztem, amelyet részletesen a későbbiekben ismertetek (8. fejezet).

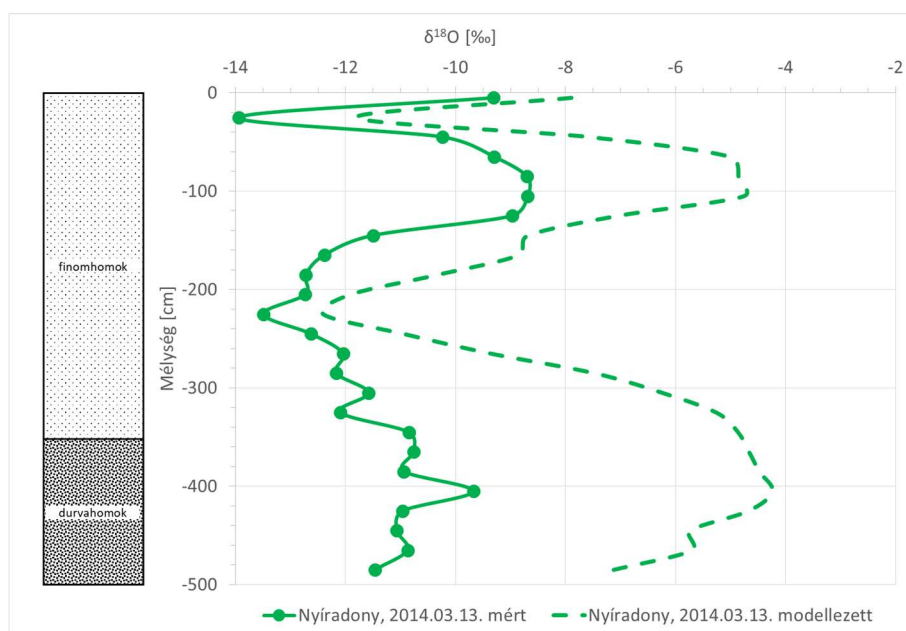
Talajmintázások ezen kútcsoportnál is történtek 2014. március 13-án, ahol szintén sikerült folytonos, zavartalan talajmintákat megvenni. A laboratóriumi vizsgálatok és a modellezés eredményeit mutatja a 7-16. táblázat és a 7-16. ábra. A mért és modellezett  $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profiloknál több %-nyi különbségek is vannak, a ménteleki és fischerbócsai vizsgálatokhoz hasonlóan a nyári időszakban nagyobb az eltérés mértéke. A jelenségre magyarázat, hogy a nagyobb mértékű csapadékokra kisebb mértékben hatott az evapotranszspiráció. Továbbá az is megfigyelhető, hogy a koncentrációbeli illeszkedés a profil nagy részén gyenge, ami azt jelzi, hogy a téli csapadék nagyobb mértékben domináns a nyárihoz képest, mint a ménteleki és



fischerbócsai területeken. Vizsgálataim során a beszivárgott csapadékvíz telítetlen közegbeli tartózkodási ideje 24 hónap (Kompár et al., 2014a; 2015b).

7-16. táblázat A nyíradonyi talajmintákból mért nedvességtartalmak és  $\delta^{18}\text{O}$  értékek (2014.03.13-i mintázás)

Mintázási mélység [cm]	Nedvesség-tartalom [%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	Mintázási mélység [cm]	Nedvesség-tartalom [%]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
-5	5,3	-9,31	-265	4,4	-12,05
-25	7,7	-13,94	-285	5,9	-12,17
-45	9,7	-10,23	-305	4,3	-11,58
-65	13,8	-9,30	-325	6,3	-12,10
-85	15,3	-8,71	-345	6,9	-10,85
-105	12,8	-8,69	-365	13,9	-10,76
-125	7,8	-8,97	-385	4,4	-10,94
-145	8,2	-11,50	-405	5,4	-9,68
-165	7,1	-12,39	-425	4,4	-10,96
-185	7,1	-12,72	-445	5,7	-11,07
-205	6,8	-12,73	-465	7,1	-10,87
-225	3,5	-13,50	-485	6,4	-11,47
-245	3,9	-12,63			

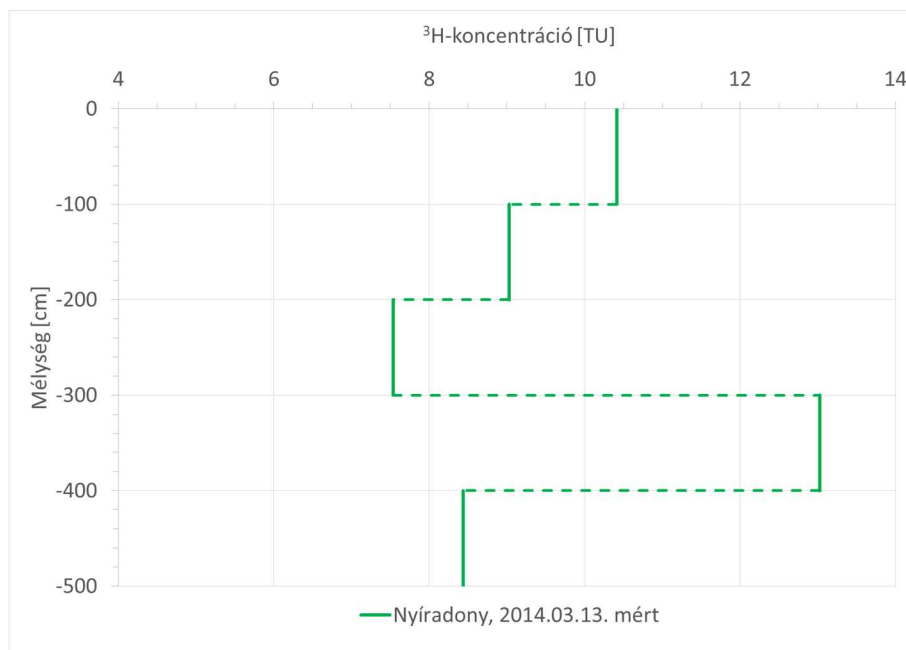


7-16. ábra A nyíradonyi mért és modellezett  $\delta^{18}\text{O}$ -mélység profil

Az előző két kutatási helyszínhez hasonlóan a nyíradonyi kútcsoportnál is elvégeztem a talajminták feldolgozását  $\delta^{18}\text{O}$ -on kívül  $^3\text{H}$ -mérésekre is (7-17. táblázat), amelynél szintén igazolhatók a téli-nyári csapadékviszonyok szélsőségeségei (7-17. ábra). Mivel ezen vizsgálatnál is csupán öt mérési eredményem volt, egy általános torzítás figyelhető meg (amely hasonló a méntelekihez, de a fischerbócsaitól használhatóbb), számszerűsítésre viszont ez a kevés mintaszám szintén alkalmatlan a nagy bizonytalanságok miatt (amelyet nem a mérési hibák terhelnek, sokkal inkább a méterenkénti homogenizálások).

7-17. táblázat A nyíradonyi talajmintákból mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk (2014.03.13-i mintázás)

Méllység [cm]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
0 - -100	10,41	1,08
-100 - -200	9,03	1,30
-200 - -300	7,53	0,25
-300 - -400	13,02	0,71
-400 - -500	8,44	0,38



7-17. ábra A nyíradonyi talajminták nedvességtartalmaiból mért  $^3\text{H}$ -mélység profil

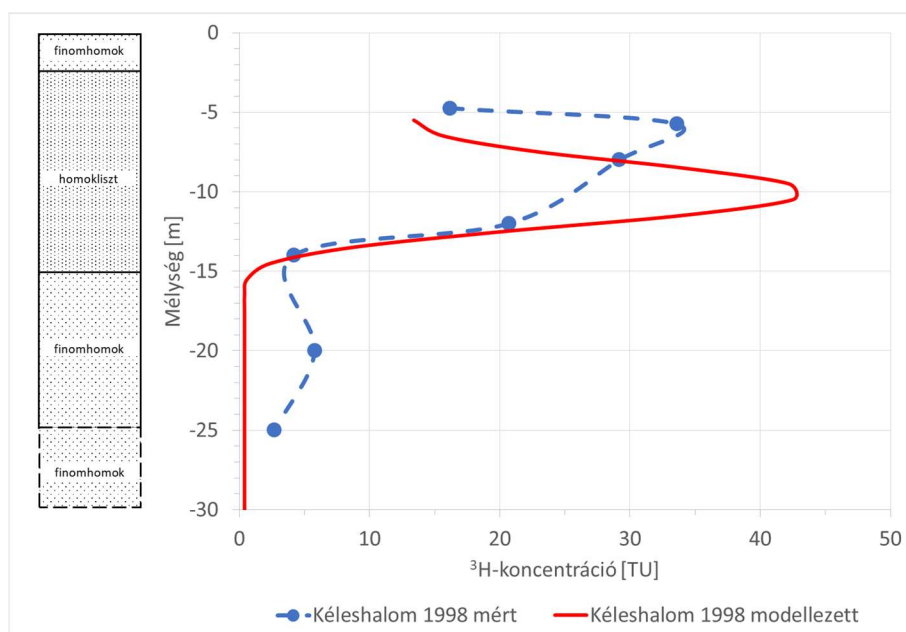
#### 7.4. A kéleshalmi kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása

A Kiskunság D-i részén, a Sárköz és a Tisza-völgy között fekvő Illancson, Kéleshalom külterületén lévő kútfészket szintén 1998-ban, a ménteleki és a fischerbócsai kútfészkekkel azonos időben képezték ki négy, különböző mélységeket szűrőző kútból. A kéleshalmi kutak kialakításakor vett talajminták mért  $^3\text{H}$ -koncentrációit a 7-18. táblázatban mutatom be (Deák, 2006).

7-18. táblázat A kéleshalmi kutak kialakításakor mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Minta jele	Mintázási mélység [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
		1998.12.07-i mintázás	
Kéleshalom-C-1	-4,75	16,20	1,62
Kéleshalom-C-2	-5,75	33,60	3,36
Kéleshalom-C-3	-8,00	29,20	2,92
Kéleshalom-C-4	-12,00	20,70	2,07
Kéleshalom-C-5	-14,00	4,20	0,42
Kéleshalom-C-6	-20,00	5,80	0,58
Kéleshalom-C-7	-25,00	2,70	0,27

A talajminták víztartalmából mért  $^3\text{H}$ -koncentrációkat az alábbi ábrán kék színnel ábrázoltam (7-18. ábra). A pontok mélységbeli helyzetéből kitűnik, hogy ebben az esetben a víz függőleges szivárgása kisebb sebességgel történik, mint az előző esetekben. Ennél a kútfészeknél is lehetőségem volt felépíteni a kutatási terület vízföldtani modelljét a kutak fúrási naplói alapján. Földtani felépítése nagyon hasonló a ménteleki és fischerbócsai területekhez, egy jól definiálható, egybefüggő finom homok összletben lett kiképezve a kútfészek.

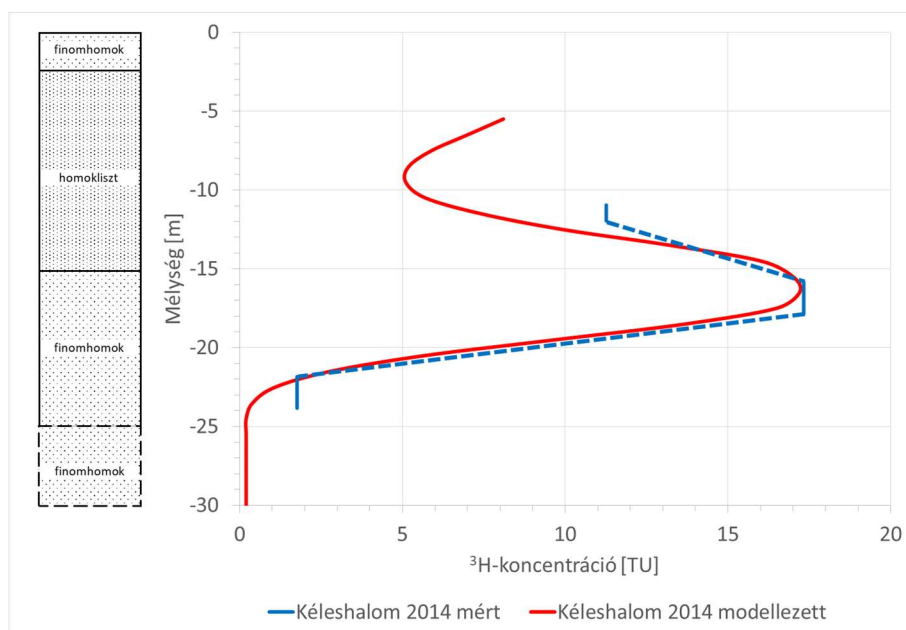


7-18. ábra A kéleshalmi kutaknál mért és modellezett  $^3\text{H}$ -koncentrációk 1998-ban

Az 1998-as mért adatokat ábrázolva 6 m-es mélységben mért 29,2 TU  $^3\text{H}$ -koncentráció az 1963-as bombacsúcs helyzetét sejteti, azonban a modellezés során (a többi mért értékre vonatkoztatott jobb illeszkedést alapul véve) az 1963-ban beszivárgott csapadék helyzetét 10 m mélységben állapítottam meg. A kútcsoportot 2015-ben lehetőségem volt újra mintázni, amely során a kiépített négy kútból három volt alkalmas  $^3\text{H}$ -ra történő vízmintavételre, a legsekélyebb ugyanis száraz volt (7-19. táblázat). A mérési eredményeket a mélység függvényében ábrázolva kb. 17 m mélységben valószínűsíthető az 1963-as bombacsúcs, amelyet az 1998-as állapotokra épített hidrodinamikai és anyagtranszport modell 2015-ig történő továbbfuttatása is igazol. Az utánpótlódás mértékére Kéleshalmon évi átlagos 50 mm (7-19. ábra).

7-19. táblázat A kéleshalmi kutakban mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Kút jele	Szűrőzött szakasz teteje [m]	Szűrőzött szakasz alja [m]	Szűrőzött szakasz közepe [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
				2015.03.30-i mintázás	
Kéleshalom-2	-10,96	-11,96	-11,46	11,26	0,42
Kéleshalom-3	-15,86	-17,86	-16,86	17,33	0,63
Kéleshalom-4	-21,84	-23,84	-22,84	1,76	0,07

7-19. ábra A kéleshalmi kutaknál mért és modellezett  $^3\text{H}$ -koncentrációk 2014-ben

$^3\text{H}$ -vizsgálatokon kívül ennél a kútcsoportnál is történt rézcsöves vízmintavétel, ám a mintavételre csupán két kút volt alkalmas, a Kéleshalom-2 jelű kút ugyanis a tisztítószivattyúzás és a  $^3\text{H}$ -ra történő vízmintavétel után több, mint 1 óra elteltével sem töltődött vissza olyan mértékben, hogy belátható időn belül mintázható lett volna. A nemesgáz-koncentrációkból (7-20. táblázat) vízkort lehetett számolni (7-21. táblázat), ebben az esetben azonban már idősebb vizeket kaptam, mint az előzőekben.

7-20. táblázat A kéleshalmi kutakban mért nemesgáz-koncentrációk

Kút jele	He	Ne	Ar	Kr	Xe	<sup>3</sup> He	R/R <sub>a</sub>
	(ccSTP/g)						[-]
Kéleshalom-3	3,87E-07	1,78E-07	3,65E-04	8,72E-08	1,34E-08	8,06E-13	1,50
Kéleshalom-4	9,00E-07	1,96E-07	3,72E-04	8,52E-08	1,29E-08	1,78E-12	1,43

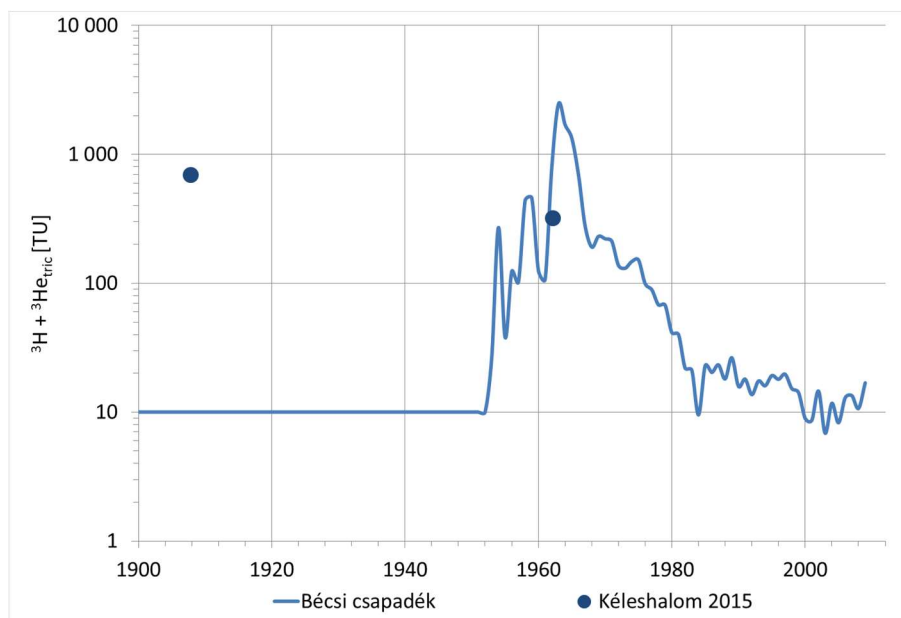
7-21. táblázat A kéleshalmi kutaknál számított <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He-korok és a számított beszivárgáskori <sup>3</sup>H+<sup>3</sup>He koncentrációk

Kút jele	<sup>3</sup> H/ <sup>3</sup> He kor [év]	Hiba [év]	<sup>3</sup> H+ <sup>3</sup> He [TU]	Hiba [TU]
Kéleshalom-3	51,8	0,7	319	36
Kéleshalom-4	106,1	0,8	690	83

Közel 17 m-es mélységben 52 év látszólagos vízkor került meghatározásra (amely a megegyezik a <sup>3</sup>H-csúcs módszerrel számolttal), míg a legmélyebb, 22,8 m mélységű szűrőközépnél vett vízmintára 106 év látszólagos vízkort lehetett számítani (amely pedig túl idős vizet sejtet).

A <sup>3</sup>H-koncentrációk helyességét ebben az esetben is ellenőriztem a bécsi csapadék-idősor segítségével, miután a nemesgáz-vizsgálatokból szintén számítható volt a vízminták kezdeti <sup>3</sup>H-koncentrációja (7-21. táblázat és 7-20. ábra). A vizsgálati eredmények alapján 320 és 690 TU <sup>3</sup>H-koncentrációjú csapadék hullott le és szivárgott be a földfelszín alá, amely a 3. legmélyebb kútnál még értelmezhető is, azonban a legmélyebbnél számított 690 TU biztosan nem igaz, 1950 előtt ugyanis a csapadék <sup>3</sup>H-koncentrációja nem haladta meg a 10 TU-t. A magas vízkor eredetének kiderítésére további számításokat végeztem a kéregi és köpenyi (együttesen terrigén) eredetű He-ok esetében, amelyekről a szakirodalomban is olvashatunk: a kéregi eredetű He-nál a <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He arányt jellemzően  $\alpha$ -bomló izotópok alakítják (Nicolet, 1957), míg a felső köpenyi eredetű He-ért a bolygó kialakulásakor bezárt gáz izotóp-összetétel a felelős (Kurtz, 1981). Az izotóparányok meghatározása során igazolható a terrigén eredetű He összetétele, amellyel igazolhatóvá válnak mélységi vizek törésvonalak mentén történő feláramlása, vagy éppen valamilyen mélységi gázfeláramlás. Esetemben a legmélyebb kútnál számított, és túl idősnek mutató víz nagy valószínűséggel mélységi többletgáz-tartalmat kapott (a He mennyisége a sekélyebb kútnál kb. 8,5-szerese, a mélyebbnél pedig kb. 20-szorosa az egyensúlyi oldódásnál vártnál, amíg a Ne koncentrációja és a <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He izotóparányt mutató

$R/R_a$  értékében sincs kiugró érték (( $R$  és  $R_a$  a  $^3\text{He}/^4\text{He}$  izotóparányt jelentik a mintában és az atmoszférikus levegőben) (7-20. táblázat)). A többletgáz egy része beoldódhatott a lefelé szivárgó vízbe, így módosítva a víz látszólagos korát akár több évtizeddel is (különböző arányban keveredett az atmoszférikus és a kéregi, vagy akár a köpenyi eredetű He).



7-20. ábra A kéleshalmi kutaknál számított beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Az előzőekben leírtak alapján, és hogy jelen esetben a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározás nem alkalmazható a továbbiakban mutatom be egy következő vizsgálati módszer alkalmazását a terrigén He-on belül a kéregi-köpenyi eredet bizonyítására. A  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározás egyik alapja ugyanis, hogy a számítás során azt feltételezzük, hogy a vizsgált rendszerben nincs jelen terrigén eredetű He, viszont a 7-20. ábra, a magas He-koncentráció (a Kéleshalom-4 jelű kútnál  $9,00 \cdot 10^{-7}$  ccSTP/g) jelzi annak jelenlétét. Itt jegyzem meg, hogy korábbi magyarországi vizsgálatok (Deák et al., 1987; Deák et al., 1988; Martel et al., 1989; Stute, Deák, 1989; Ballentine et al., 1991; Stute et al., 1992; Cserepes, Lenkey, 1999), továbbá a Mura-Zala-medencében végzett kutatások során is azonosítottak már kéregi eredetű He mellett köpenyi eredetűt is (Szócs et al., 2011), ám fontos tudni, hogy ezen eredmények mélységi vizeket jellemeznek).

A kéregi és köpenyi eredetű He azonosítását, illetve egymástól történő megkülönböztetésüket az  $R_{\text{terr}}/R_{\text{atm}}$  arányszám alapján adom meg (ahol  $R_{\text{terr}} = ^3\text{He}_{\text{terr}}/^4\text{He}_{\text{terr}}$ , és  $R_{\text{atm}} = ^3\text{He}_{\text{atm}}/^4\text{He}_{\text{atm}}$ ). A bizonyítási eljárásom alapját a már az 5.3 fejezetben is leírtak adják, miszerint:

$${}^3\text{He}_{\text{meas}} = {}^3\text{He}_{\text{eq}} + {}^3\text{He}_{\text{exc}} + {}^3\text{He}_{\text{trit}} + {}^3\text{He}_{\text{terr}} \quad (7-4. \text{ egyenlet})$$

$${}^4\text{He}_{\text{meas}} = {}^4\text{He}_{\text{eq}} + {}^4\text{He}_{\text{exc}} + {}^4\text{He}_{\text{terr}} \quad (7-5. \text{ egyenlet})$$

A nemesgáz-vizsgálatok eredményeiből (7-20. táblázat) rögtön szembetűnik mindkét nemesgázokra megmintázott kútnál a He mennyisége (amelyet nagyrészt  ${}^4\text{He}$  alkot), illetve, hogy az nagyságrenddel nagyobb, mint a többi kutatási területen, hasonló földtani és vízföldtani környezetben mért He-koncentrációk. Ez már az elején jelzésértékű, miszerint a mintázott felszín alatti víz He-többletet kapott. A továbbiakban a He-többlet eredetének vizsgálatával foglalkozom (Schlosser et al., 1988; Solomon, Cook, 2000), mégpedig a legmélyebb kútnál, amelynél a számított látszólagos vízkor 106 év (és amely túl idős vizet jelöl).

A 7-7. egyenlet  ${}^3\text{He}_{\text{eq}}$  tagjának meghatározását a következőképpen végeztem el:

$$\begin{aligned} {}^3\text{He}_{\text{eq}} &= {}^4\text{He}_{\text{eq}} \cdot \alpha \cdot \frac{{}^3\text{He}_{\text{atm}}}{{}^4\text{He}_{\text{atm}}} = \\ &= 4,56 \cdot 10^{-8} \cdot 0,983 \cdot 1,384 \cdot 10^{-6} = 6,12 \cdot 10^{-14} \text{ [ccSTP/g]} \end{aligned} \quad (7-6. \text{ egyenlet})$$

ahol  ${}^4\text{He}_{\text{eq}}$  értéke a magyarországi 11°C-os átlaghőmérséklettel számolva (korábbi kutatások alapján) 137,4 mBf magasságon  $4,56 \cdot 10^{-8}$  ccSTP/g, és  $\alpha$  az oldhatósági izotóphatás mértékét jelöli ( $\alpha = 0,983$ ).

A  ${}^3\text{He}_{\text{exc}}$  számítása során a  ${}^4\text{He}_{\text{exc}}$  számítására és a Ne koncentrációjának mérésére alapoztam, amely a következő összefüggéssel számítottam (atm: atmoszférikus koncentráció):

$$\begin{aligned} \text{Ne}_{\text{exc}} &= \text{Ne}_{\text{meas}} - \text{Ne}_{\text{eq}} = \\ &= 1,96 \cdot 10^{-7} - 1,97 \cdot 10^{-7} = -8,24 \cdot 10^{-10} \cong 0 \text{ [ccSTP/g]} \end{aligned} \quad (7-7. \text{ egyenlet})$$

$${}^4\text{He}_{\text{exc}} = \text{Ne}_{\text{exc}} \cdot \frac{{}^4\text{He}_{\text{atm}}}{\text{Ne}_{\text{atm}}} = 0 \cdot \frac{5,24}{18,18} = 0 \text{ [ccSTP/g]} \quad (7-8. \text{ egyenlet})$$

$${}^3\text{He}_{\text{exc}} = {}^4\text{He}_{\text{exc}} \cdot \frac{{}^3\text{He}_{\text{atm}}}{{}^4\text{He}_{\text{atm}}} = 0 \cdot 1,38 \cdot 10^{-6} = 0 \text{ [ccSTP/g]} \quad (7-9. \text{ egyenlet})$$

A  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  meghatározása során a 7-23. ábrára alapozva feltételeztem, hogy a vízminta az 1963. évi bombacsúcs előtti csapadékból származik, amelyekről tudjuk, hogy az akkori értéke megközelítően 10 TU volt (számításomat is ezzel az értékkel végeztem), a TU és a ccSTP/g mértékegységek közötti konverziós faktor pedig  $2,49 \cdot 10^{-15}$ . Ezek alapján a  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  koncentrációját a következőképpen határoztam meg:



$${}^3\text{He}_{\text{trit}} = 10 \cdot 2,49 \cdot 10^{-15} = 2,49 \cdot 10^{-14} \text{ [ccSTP/g]} \quad (7-10. \text{ egyenlet})$$

A  ${}^3\text{He}_{\text{meas}}$ ,  ${}^3\text{He}_{\text{eq}}$ ,  ${}^3\text{He}_{\text{exc}}$  és  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  ismeretében a  ${}^3\text{He}_{\text{terr}}$ , továbbá a  ${}^4\text{He}_{\text{meas}}$ ,  ${}^4\text{He}_{\text{eq}}$  és  ${}^4\text{He}_{\text{exc}}$  ismeretében a  ${}^4\text{He}_{\text{terr}}$  számítható:

$$\begin{aligned} {}^3\text{He}_{\text{terr}} &= {}^3\text{He}_{\text{meas}} - {}^3\text{He}_{\text{eq}} - {}^3\text{He}_{\text{exc}} - {}^3\text{He}_{\text{trit}} = \\ &= 1,78 \cdot 10^{-12} - 6,12 \cdot 10^{-14} - 0 - 2,49 \cdot 10^{-14} = \\ &= 1,69 \cdot 10^{-12} \text{ [ccSTP/g]} \end{aligned} \quad (7-11. \text{ egyenlet})$$

$$\begin{aligned} {}^4\text{He}_{\text{terr}} &= {}^4\text{He}_{\text{meas}} - {}^4\text{He}_{\text{eq}} - {}^4\text{He}_{\text{exc}} = \\ &= 9,00 \cdot 10^{-7} - 4,56 \cdot 10^{-8} - 0 = \\ &= 8,54 \cdot 10^{-7} \text{ [ccSTP/g]} \end{aligned} \quad (7-12. \text{ egyenlet})$$

A  ${}^3\text{He}_{\text{terr}}/{}^4\text{He}_{\text{terr}}$  arányból, illetve a  ${}^3\text{He}_{\text{atm}}/{}^4\text{He}_{\text{atm}}$  arányból az  $R_{\text{terr}}/R_{\text{atm}}$  meghatározható és igazolható (amely a terrigén eredetű He jelenlétét igazolja):

$$\frac{{}^3\text{He}_{\text{terr}}}{{}^4\text{He}_{\text{terr}}} = \frac{1,69 \cdot 10^{-12}}{8,54 \cdot 10^{-7}} = 1,98 \cdot 10^{-6} \text{ [ccSTP/g]} \quad (7-13. \text{ egyenlet})$$

$$\frac{{}^3\text{He}_{\text{atm}}}{{}^4\text{He}_{\text{atm}}} = 1,38 \cdot 10^{-6} \text{ [ccSTP/g]} \quad (7-14. \text{ egyenlet})$$

$$\frac{R_{\text{terr}}}{R_{\text{atm}}} = \frac{{}^3\text{He}_{\text{terr}}}{{}^4\text{He}_{\text{terr}}} / \frac{{}^3\text{He}_{\text{atm}}}{{}^4\text{He}_{\text{atm}}} = \frac{1,98 \cdot 10^{-6}}{1,38 \cdot 10^{-6}} = 1,43 \quad (7-15. \text{ egyenlet})$$

Vizsgálataim során megállapítottam, hogy  $R_{\text{terr}}/R_{\text{atm}} = 1,43$ , és alapfeltételezésem szerint, hogy a többlet-He terrigén eredetű, értelmezhető izotóparánynak felel meg.

Annak vizsgálatára, hogy a  $\text{He}_{\text{terr}}$ -ot milyen arányban alkotja kéregi ( $\text{He}_{\text{crust}}$ ) és köpenyi ( $\text{He}_{\text{mantle}}$ ), az alábbi számításokat végeztem el annak tudatában, hogy a kontinens belseje felé a kéregi eredetű He  $R/R_a$  izotóparánya 0,01, míg a köpenyi eredetűé 6,5.

A kéregi és köpenyi eredetű He R izotóparányait a következők:

$$\begin{aligned} R_{\text{crust}} &= \frac{R}{R_{\text{aterr}}} \cdot \frac{R}{R_{\text{acrust}}} \cdot \frac{{}^3\text{He}_{\text{atm}}}{{}^4\text{He}_{\text{atm}}} = \\ &= 1,43 \cdot 10^0 \cdot 1,00 \cdot 10^{-2} \cdot 1,38 \cdot 10^{-6} = 1,98 \cdot 10^{-8} \end{aligned} \quad (7-16. \text{ egyenlet})$$

$$R_{\text{mantle}} = \frac{R}{R_{\text{aterr}}} \cdot \frac{R}{R_{\text{amantle}}} \cdot \frac{{}^3\text{He}_{\text{atm}}}{{}^4\text{He}_{\text{atm}}} =$$

$$= 1,43 \cdot 10^0 \cdot 6,50 \cdot 10^0 \cdot 1,38 \cdot 10^{-6} = 1,29 \cdot 10^{-5}$$

(7-17. egyenlet)

Ezek tudatában meghatározható vált a  ${}^4\text{He}_{\text{crust}}$ :

$${}^4\text{He}_{\text{crust}} = \frac{\left( {}^4\text{He}_{\text{meas}} \cdot \left( \frac{{}^3\text{He}_{\text{mantle}}}{{}^4\text{He}_{\text{mantle}}} - \frac{{}^3\text{He}_{\text{meas}}}{{}^4\text{He}_{\text{meas}}} \right) \right)}{\left( \frac{{}^3\text{He}_{\text{mantle}}}{{}^4\text{He}_{\text{mantle}}} - \frac{{}^3\text{He}_{\text{crust}}}{{}^4\text{He}_{\text{crust}}} \right)} =$$

$$= \frac{(9,00 \cdot 10^{-7} \cdot (1,29 \cdot 10^{-5} - 1,98 \cdot 10^{-6}))}{(1,29 \cdot 10^{-5} - 1,98 \cdot 10^{-8})} =$$

$$= 7,63 \cdot 10^{-7} \text{ [ccSTP/g]}$$

(7-18. egyenlet)

A  ${}^4\text{He}_{\text{terr}}$ -ből a  ${}^4\text{He}_{\text{crust}}$ -ot kivonva a  ${}^4\text{He}_{\text{mantle}}$  számítható:

$${}^4\text{He}_{\text{mantle}} = {}^4\text{He}_{\text{terr}} - {}^4\text{He}_{\text{crust}} = 8,54 \cdot 10^{-7} - 7,63 \cdot 10^{-7} =$$

$$= 9,12 \cdot 10^{-8} \text{ [ccSTP/g]}$$

(7-19. egyenlet)

Ezek után a  ${}^4\text{He}_{\text{terr}}$ -ben a kéregi és köpenyi eredetű komponensek aránya a következők:

$$\frac{{}^4\text{He}_{\text{crust}}}{{}^4\text{He}_{\text{terr}}} = \frac{7,63 \cdot 10^{-7}}{8,54 \cdot 10^{-7}} = 0,89 = 89\%$$

(7-20. egyenlet)

$$\frac{{}^4\text{He}_{\text{mantle}}}{{}^4\text{He}_{\text{terr}}} = \frac{9,12 \cdot 10^{-8}}{8,54 \cdot 10^{-7}} = 0,11 = 11\%$$

(7-21. egyenlet)

Számításaimmal bizonyítottam, hogy a mintázott felszín alatti víz a kéregi eredetű He mellett biztosan tartalmaz köpenyi eredetű He-ot is, mégpedig ilyen sekély környezetben 11%-nyi, kiemelkedően magas arányban. Ezen kutatási eredményem a területen lévő mélységi kutak izotóphidrológiai kutatásainak szükségességét veti fel, miszerint talajvízes rendszerben is találkozhatunk Magyarországon köpenyi eredetű He-mal.

A Kéleshalom-3 jelű kút esetében a fentebb leírtak és a mért és modellezett  ${}^3\text{H}$ -mélység profilok alapján egyértelműen bombacsúcs közeli csapadékból származó felszín alatti vizet mintáztam, amely további bizonytalanságot vet fel: nem csupán az előző kút esetében is jelen lévő terrigén eredetű He-többséggel kell számolni, de a lehullott csapadék  ${}^3\text{H}$ -koncentrációja sem ismert pontosan. Így ennél a kútnál csupán a mért és modellezett  ${}^3\text{H}$ -mélység profillal volt lehetőségem vizsgálataimat elvégezni.

Számos hazai kutató írt már a Duna-Tisza közti talajvízszint-süllyedésről, amely során Rakonczai és Bódis (2002) az 1970-1974-es időszakhoz képest 1995-ig közel 5 milliárd m<sup>3</sup>-es vízhiánnyal számoltak. Völgyesi (2006) vizsgálatai során közel 80%-ban az időjárási viszonyokat jelölte meg a nagymértékű talajvízszint-süllyedés okának, amelyet Szanyi és Kovács (2009) modellszámításai is alátámasztottak.

Mindezek alapján azonban elmondható, hogy bizonyítottan egy mélységi gázfeláramlás az oka a többlet-gáztartalomnak. A jövőben érdemes lenne a területen fellelhető mélységi kutakat is megmintázni, és azok mérési eredményei alapján lehetőség lenne tisztázni a felmerülő kérdéseket és komplexen kezelni a sekély és mély vízföldtani rendszereket.

### 7.5. A kecskeméti kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása

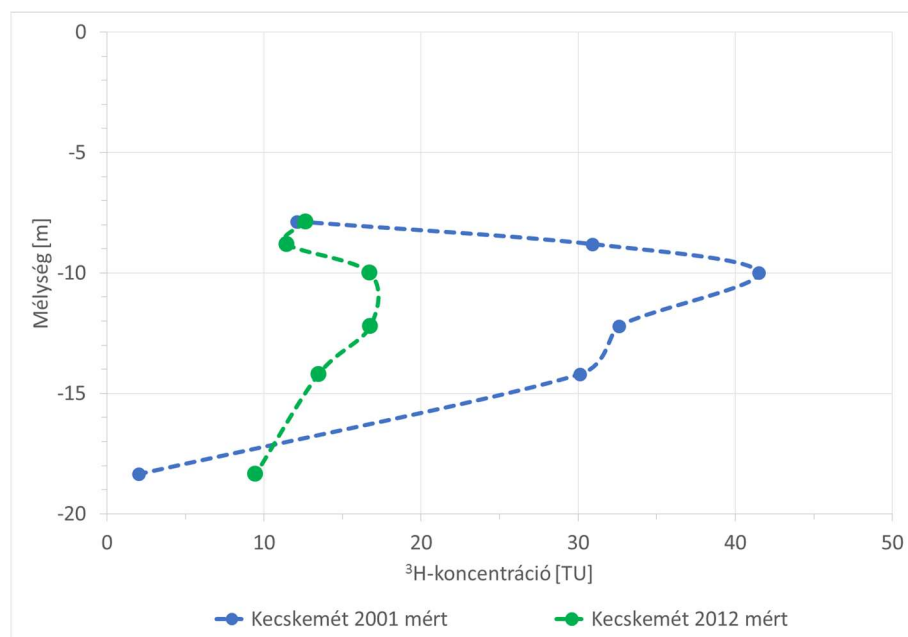
A kecskeméti kútcsoport 2001-es kialakítása során <sup>3</sup>H-koncentrációk mérése ugyanúgy megtörtént (7-22. táblázat), mint a már bemutatott többi Duna-Tisza közti kútfészek esetében.

7-22. táblázat A kecskeméti kutakban mért <sup>3</sup>H-koncentrációk

Kút jele	Szűrőzött szakasz teteje [m]	Szűrőzött szakasz alja [m]	Szűrőzött szakasz közepe [m]	<sup>3</sup> H [TU]	Hiba [TU]	<sup>3</sup> H [TU]	Hiba [TU]
				2001.05.02-i mintázás		2012.05.21-i mintázás	
Kecskemét-1	-7,61	-8,11	-7,86	12,10	1,21	12,63	0,37
Kecskemét-2	-8,55	-9,05	-8,80	30,90	3,09	11,45	0,32
Kecskemét-3	-9,74	-10,24	-9,99	41,50	4,15	16,72	0,46
Kecskemét-4	-11,95	-12,45	-12,20	32,60	3,26	16,77	0,46
Kecskemét-5	-13,95	-14,45	-14,20	30,10	3,01	13,47	0,37
Kecskemét-6	-18,10	-18,60	-18,35	2,00	0,20	9,45	0,26

Érdekesség, hogy (amint arról korábban már szóltam) a területen intenzív mezőgazdasági tevékenységet folytatnak, annak öntözöttségéről viszont információm nincsenek, továbbá 10 éven keresztül kísérleti jelleggel szennyvizet öntöztek ki a területre, amely igencsak bizonytalanná teszi az utánpótlódási vizsgálatokat. Kecskeméten már az 1970-es években is felszín alatti vizekből biztosították az ivóvízellátást, az idő előrehaladtával pedig egyre nagyobb mértékben a mélyebben fekvő rétegvíz bázisokra települtek a vízkivételi művek. A kiöntözött szennyvizek <sup>3</sup>H-koncentrációja ebből a tényből eredően közel 0 TU volt, ami a fiatal járulék minimális mértékét jelenti. 2012-ben lehetőségem volt mind a hat kutat újra megmintázni <sup>3</sup>H-ra

(7-22. táblázat), azonban a nemesgázokra történő rézcsöves mintázásra csupán a négy legmélyebb kút volt alkalmas (7-23. táblázat), a két sekélyebb a tisztítószivattyúzás és a  $^3\text{H}$ -ra történt vízmintavétel után igen lassan töltődött vissza (Kompár et al, 2012c, 2013a; 2015c).



7-21. ábra A kecskeméti mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk 2001-ben és 2012-ben

A 2001-es mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk mélységbeli helyzetéből (7-21. ábra) az átlagos beszivárgás mértéke 43 mm/év, azonban nagysága a 2012-es mintázáskori profilból nagy biztonsággal már nem megadható. Látszólag a 3-4. kutak adatai egy bombacsúcs közeli helyzetet jelölnek, ami akár igaz is lehet, ha csupán arra gondolunk, hogy egy intenzív mezőgazdasági területről lévén szó az alkalmazott agrotechnikai módszerek nagymértékben módosíthatják a talaj szerkezetét, pl. a beszivárgásnál kiemelten fontos effektív porozitás értékét. Ha azonban a feltételezés helyességét elfogadjuk, az is elmondható, hogy az utolsó másfél évtizedben a beszivárgás mértéke mintegy 60%-ára (27 mm/év) csökkent (a két mintázás között eltelt 11 év alatt a  $^3\text{H}$ -koncentráció maximuma csupán 2 méterrel került mélyebbre).

Amint arról korábban már szó volt, a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkor meghatározás során azt várjuk, hogy a nyugalmi vízszinttől kezdve a mélységgel egyre idősebb vizek vannak jelen a vizsgálati rendszerben. Érdekes azonban, hogy az összes kút vize kigázosodott (ezt jelzik a 7-25. ábrán a He- és Ne-koncentrációk ASW-hez viszonyított alacsony értékei), így csupán minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat lehetett számítani (7-24. táblázat).

7-23. táblázat A kecskeméti kutakban mért nemesgáz-koncentrációk

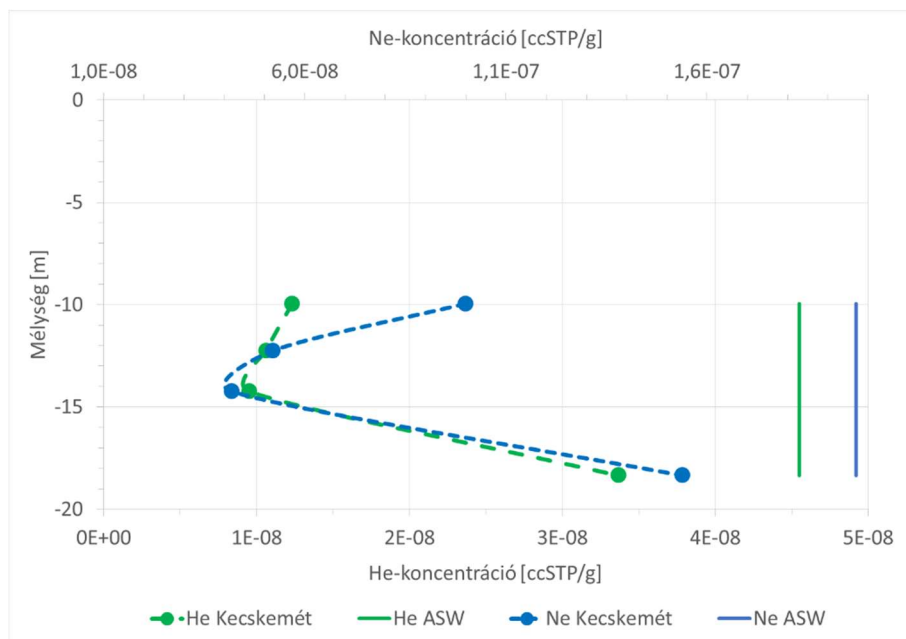
Kút jele	He	Ne	Ar	Kr	Xe	<sup>3</sup> He	R/R <sub>a</sub>
	(ccSTP/g)						[-]
Kecskemét-3	1,23E-08	1,00E-07	2,61E-04	7,48E-08	1,16E-08	6,40E-14	3,74
Kecskemét-4	1,06E-08	5,20E-08	1,99E-04	5,95E-08	9,96E-09	8,44E-14	5,73
Kecskemét-5	9,55E-09	4,19E-08	1,82E-04	5,80E-08	9,97E-09	1,11E-13	8,42
Kecskemét-6	3,37E-08	1,54E-07	3,12E-04	7,49E-08	1,12E-08	1,48E-13	3,18

7-24. táblázat A kecskeméti kutaknál számított <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He korok és a számított beszivárgáskori <sup>3</sup>H+<sup>3</sup>He koncentrációk

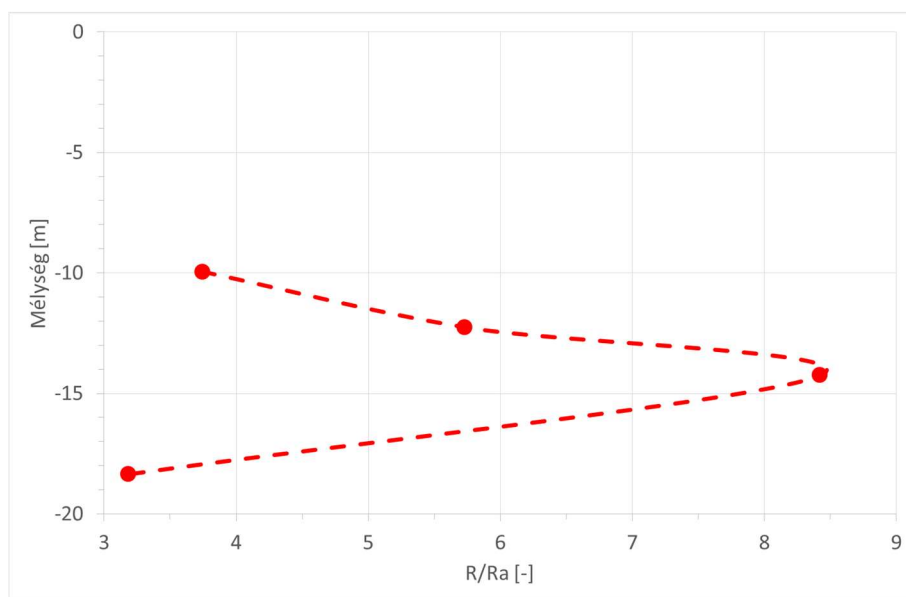
Kút jele	<sup>3</sup> H/ <sup>3</sup> He kor [év]	Hiba [év]	<sup>3</sup> H+ <sup>3</sup> He [TU]	Hiba [TU]
Kecskemét-3	13,5 (34,6)	2,8 (4,6)	35,7 (117)	3,6 (12)
Kecskemét-4	17,5 (41,7)	3,3 (4,8)	44,9 (175)	4,5 (18)
Kecskemét-5	24,3 (54,3)	4,0 (5,1)	53,0 (285)	5,3 (30)
Kecskemét-6	29,8 (56,7)	4,3 (5,1)	50,6 (260)	5,6 (29)

Megjegyzés: a maximum <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He korokat és azok hibáit, továbbá a maximum <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He korokhoz tartozó <sup>3</sup>H+<sup>3</sup>He értékeket és azok hibáit zárójelben feltüntettem fel.

Az atmoszférikus levegővel egyensúlyi oldódásban lévő vizek esetében ugyanis a He és Ne koncentrációi rendre  $4,55 \cdot 10^{-8}$  ccSTP/g és  $1,97 \cdot 10^{-7}$  ccSTP/g, míg a mintázott vizekben ezen koncentrációk He-ra  $(0,96-3,37) \cdot 10^{-8}$  ccSTP/g, míg Ne-ra  $(0,42-1,54) \cdot 10^{-7}$  ccSTP/g értékek lettek (7-23. táblázat). Ezek alapján nagy biztonsággal megállapítható, hogy a He és a Ne nagy része eltávozott a vizsgálati rendszerből (7-22. ábra), továbbá a <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He izotóparány (R/R<sub>a</sub>) értéke is nagymértékű <sup>3</sup>He<sub>trit</sub>-at mutat (különösen a Kecskemét-5 jelű kútnál) (7-23. ábra). A <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He izotóparányok mélység profiljából az 1963-as bombacsúcs várható helye 14 m-es mélységben van, szemben a 7-21. ábrával, amely alapján 10-12 m mélységbeli helyzetet várunk.

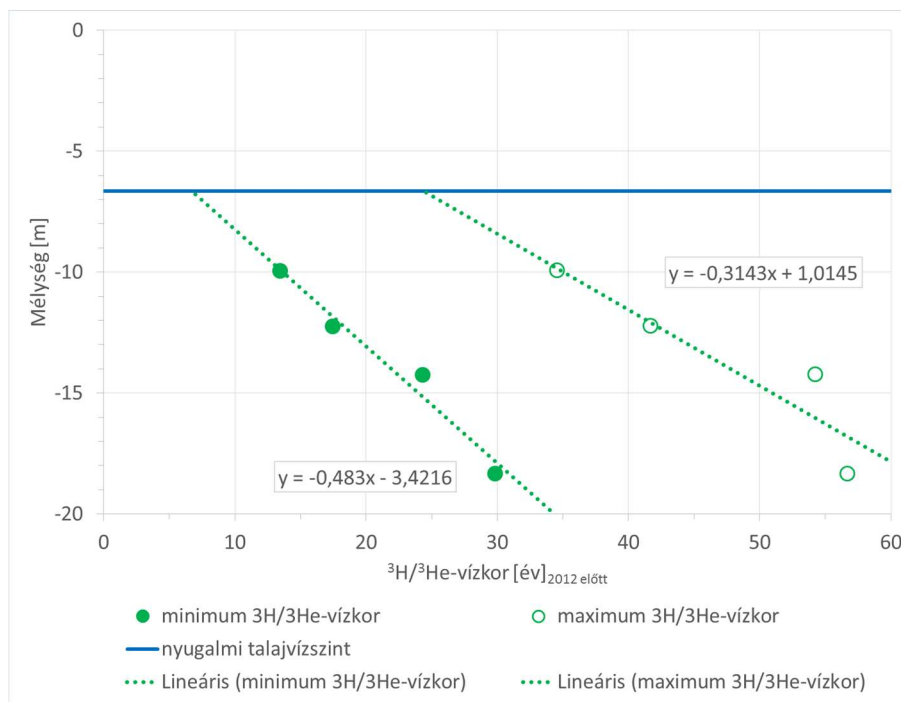


7-22. ábra A kecskeméti kutaknál mért He- és Ne-koncentrációk értékei



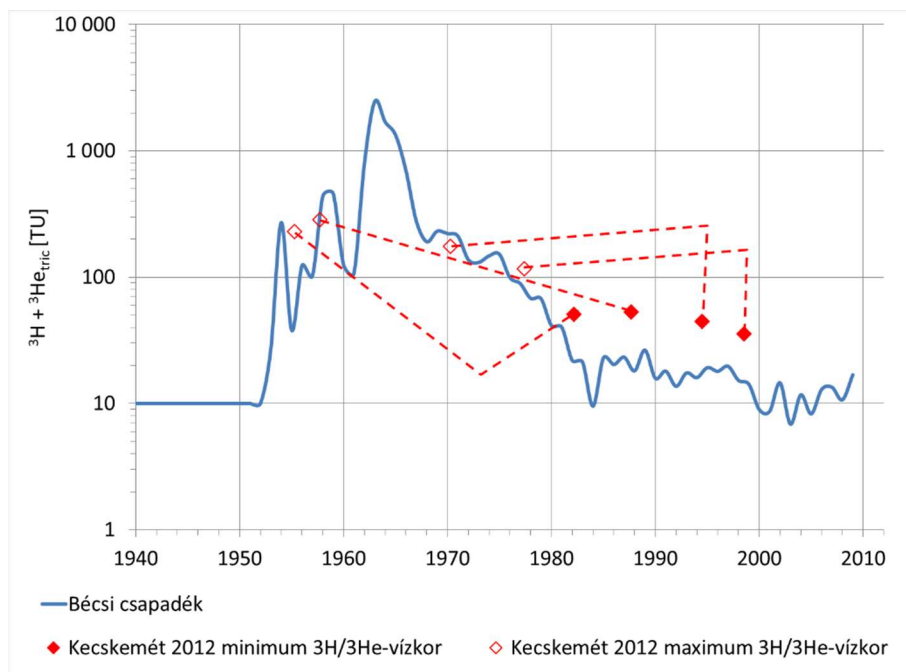
7-23. ábra A kecskeméti kutaknál mért  $^3\text{He}/^4\text{He}$  izotóparányok

A számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat a mélység függvényében ábrázoltam, majd azokra kiegyenlítő egyenest illeszttem (7-24. ábra). A maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok alapján elmondható, hogy ezen feltételezés esetében a vártnál idősebb vizek lehetnek jelen, a lineáris trendvonal és a nyugalmi vízszint metszete túl nagy leszivárgási sebességet sejtet, ez alapján a maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok nem relevánsak. Elemezve a minimum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat, továbbá szakirodalmakból ismerve a térség földtani és vízföldtani viszonyait is jelen esetben helyesebb a minimum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat elfogadni.



7-24. ábra A kecskeméti kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2012-ben

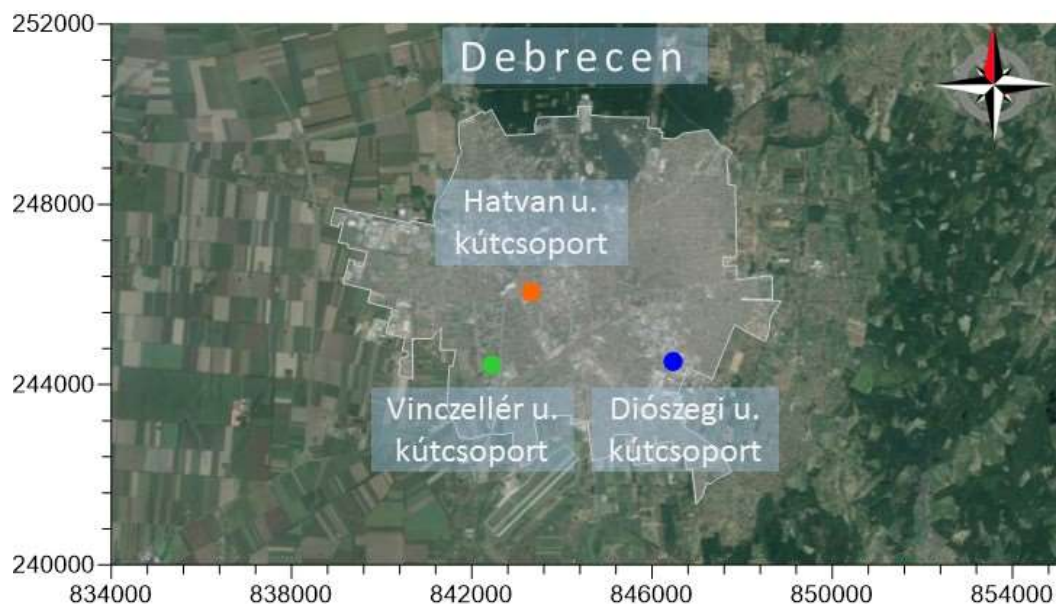
A kecskeméti kutak mintázott vizeinek beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációit a 7-24. táblázatban adom meg. A számított  $^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{trit}}$ -koncentrációkat a bécsi csapadék-idősoron ábrázolva azt látjuk, hogy a négy legmélyebb kút esetében egyértelmű vízkorok nem meghatározhatóak, így minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat lehetett számítani, amelyek alapján az egyes vízmintákat beszivárgásukat tekintve szintén a csapadék-idősoron ábrázoltam (7-25. ábra). A vízkorok mélységbeli eloszlásának két lehetséges változata alapján az évi átlagos beszivárgás 72 mm és 47 mm közöttire becsülhető a minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok alapján. A kecskeméti vizsgálataimat összefoglalva nagy biztonsággal beszivárgási mérték nem állapítható meg, ahhoz több, a területre jellemző vízföldtani és a kútcsoport környezetében alkalmazott agrotechnológiai információkra is szükség lenne.



7-25. ábra A kecskeméti kutaknál számított beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációk

### 7.6. A debreceni kútcsoport vizsgálati eredményeinek bemutatása

Kutatásaim során egy nagyvárosi környezetben, Debrecenben is vizsgáltam három kútcsoportot (7-26. ábra), amelyek mindegyikét három kútból építettek ki 2006-ban úgy, hogy mindhárom kútcsoport esetében a kutak a terepszint alatt 5-18 m közötti mélységeket szűrőznek.



7-26. ábra A debreceni kútcsoportok elhelyezkedése

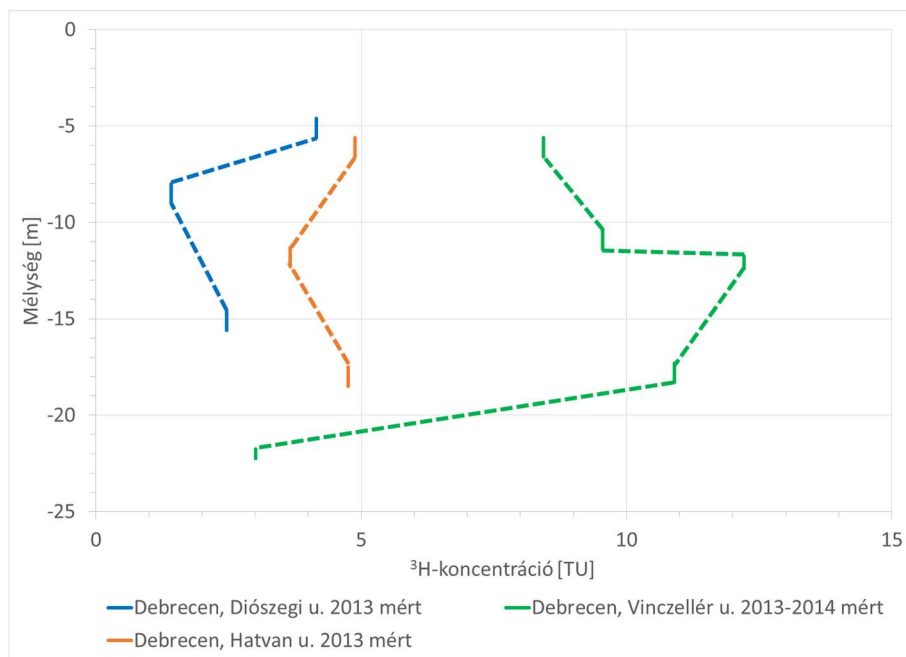


A debreceni kutak paramétereit és a mért  $^3\text{H}$ -koncentrációkat a 7-25. táblázatban adom meg. Itt jegyzem meg, hogy szinte mindegyik debreceni kút esetében kigázosodottak a mintázott felszín alatti vizek. Megelőző vízföldtani kutatásokból ismert, hogy Debrecen É-i része tipikus beszivárgási terület, míg a város DNy-i részei megcsapolási területként „működnek”. A város ezen két része közötti különbséget a talajtípusok is mutatják, miszerint a É-i részeken jellemzően homoktalajok az uralkodóak, a DNy-i területeken viszont a csernozjom talajok a dominánsak. Vízmintázások  $^3\text{H}$ -ra és nemesgázokra egyaránt történtek mindhárom debreceni kútcsoportnál 2013-ban.

7-25. táblázat A debreceni kutakban mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk

Kút jele	Szűrőzött szakasz teteje [m]	Szűrőzött szakasz alja [m]	Szűrőzött szakasz közepe [m]	$^3\text{H}$ [TU]	Hiba [TU]
				2013.05.23-i mintázás *2014.05.15-i mintázás	
Diószegi-u-1	-3,50	-4,50	-4,00	4,15	0,14
Diószegi-u-2	-8,50	-9,50	-9,00	1,42	0,05
Diószegi-u-3	-13,50	-14,50	-14,00	2,46	0,07
Vinczellér-u-1	-4,70	-5,70	-5,20	8,43	0,21
Vinczellér-u-2	-9,70	-10,70	-10,20	9,55	0,24
*Vinczellér-u-12m	-11,20	-11,70	-11,45	12,21	0,33
Vinczellér-u-3	-16,30	-17,30	-16,80	10,90	0,28
*Vinczellér-u-22m	-21,40	-21,90	-21,65	3,01	0,09
Hatvan-u-1	-4,50	-5,50	-5,00	4,88	0,13
Hatvan-u-2	-10,50	-11,00	-10,75	3,66	0,10
Hatvan-u-3	-16,50	-17,50	-17,00	4,75	0,13

A 7-27. ábrán a három kútcsoport  $^3\text{H}$ -koncentrációinak mélységbeli értékeit mutatom be, amely alapján a Diószegi és Hatvan utcai kutaknál az 1963-as bombacsúcs egyértelműen nem látszik, a terepszint alatt 10 m mélységtől csupán a  $^3\text{H}$ -koncentrációk növekedése figyelhető meg, a bombacsúcs valószínűleg nagyobb mélységekben van jelen.



7-27. ábra A debreceni kutaknál mért  $^3\text{H}$ -koncentrációk 2013-ban és 2014-ben

A Vinczellér utcai kútcsoport esetében azonban (ahol 2014-ben két új kút lett kialakítva 12 m és 22 m mélyen lévő 0,5 m-es szűrőhosszakkal a nyíradonyi kutak alapján) a bombacsúcs helyzete kb. 15 m mélységre pozicionálható, így a szivárgás sebességéből és egy feltételezett 0,15-ös effektív porozitásból 44 mm/év átlagos beszivárgás becsülhető.

Továbbá az is látszik, hogy a vártnál kisebb koncentrációban van jelen a felszín alatti vizekben a  $^3\text{H}$ , sőt, a Diószegi és Hatvan utcai kutaknál túlságosan is kis mértékben, amelyek egyértelműen fiatal vizet jeleznek. Ezen kútcsoportok fúrési naplói nélkül és egyéb más, korábbi feljegyzések hiányában azonban hidrodinamikai és anyagtranszport modell építésére nem volt lehetőségem, kizárólag a nemesgáz-analitikai vizsgálatok eredményeit mutatom be (7-26. táblázat). Ahhoz viszont, hogy a mintázott felszín alatti vizek beszivárgásuk idejét meg lehessen határozni, szintén a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkor meghatározás módszertanát alkalmaztam (7-27. táblázat). A vizsgálati eredmények alapján a kecskeméti, öntözött mezőgazdasági területhez hasonlóan kigázosodott vizek vannak jelen, ugyanis a mintázott vizekben a He koncentrációja  $(0,73-3,91) \cdot 10^{-8}$  ccSTP/g, míg a Ne koncentrációja  $(0,22-1,76) \cdot 10^{-7}$  ccSTP/g (7-28. ábra) értékek lettek. A kecskeméti területhez hasonlóan itt is megállapítható, hogy a He és a Ne nagy része kidiffundált a rendszerből.

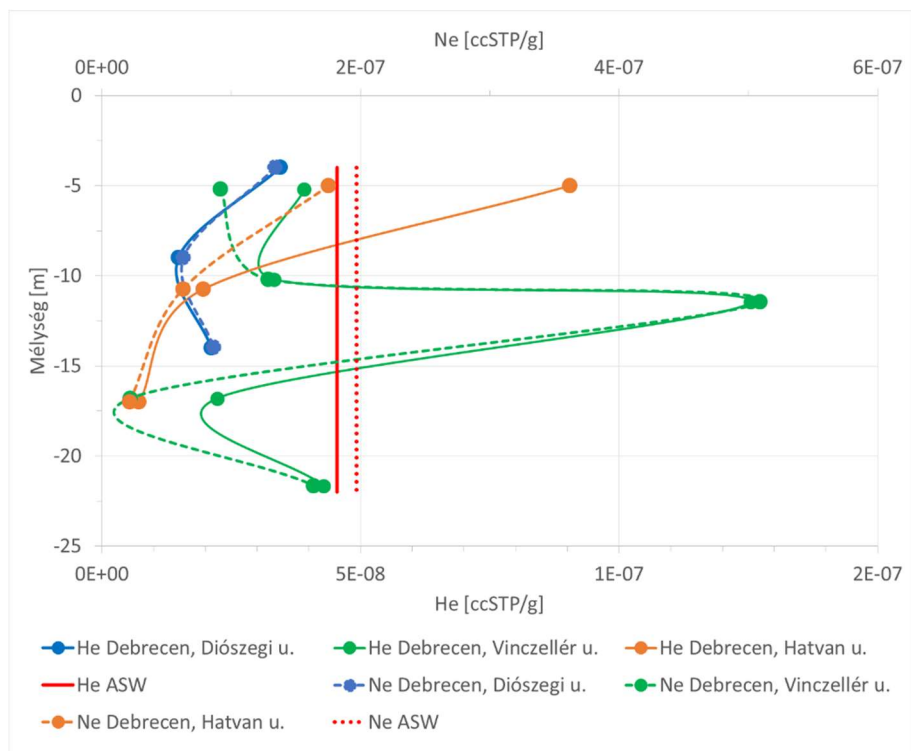
7-26. táblázat A debreceni kutakban mért nemesgáz-koncentrációk

Kút jele	He	Ne	Ar	Kr	Xe	<sup>3</sup> He	R/R <sub>a</sub>
	(ccSTP/g)						[-]
Diószegi-u-1	3,45E-08	1,34E-07	3,19E-04	7,35E-08	1,03E-08	5,08E-14	1,06
Diószegi-u-2	1,48E-08	6,31E-08	1,97E-04	5,06E-08	7,58E-09	3,00E-14	1,46
Diószegi-u-3	2,12E-08	8,66E-08	2,09E-04	5,62E-08	8,91E-09	3,75E-14	1,28
Vinczellér-u-1	3,91E-08	9,21E-08	3,37E-04	7,81E-08	1,13E-08	6,43E-14	1,19
Vinczellér-u-2	3,33E-08	1,29E-07	2,71E-04	6,92E-08	1,08E-08	7,88E-14	1,71
Vinczellér-u-12m	1,25E-07	5,09E-07	5,66E-04	1,12E-07	1,45E-08	2,19E-13	1,26
Vinczellér-u-3	2,23E-08	2,22E-08	2,72E-04	7,06E-08	1,05E-08	1,19E-13	3,85
Vinczellér-u-22m	4,29E-08	1,64E-07	3,43E-04	8,05E-08	1,16E-08	9,33E-14	1,57
Hatvan-u-1	9,06E-08	1,76E-07	3,71E-04	8,41E-08	1,20E-08	7,19E-14	0,57
Hatvan-u-2	1,96E-08	6,29E-08	2,67E-04	7,42E-08	1,19E-08	4,22E-14	1,55
Hatvan-u-3	7,26E-09	2,16E-08	5,26E-05	1,99E-08	4,98E-09	1,87E-14	1,86

7-27. táblázat A debreceni kutaknál számított <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He-korok és a számított beszivárgáskori <sup>3</sup>H+<sup>3</sup>He koncentrációk

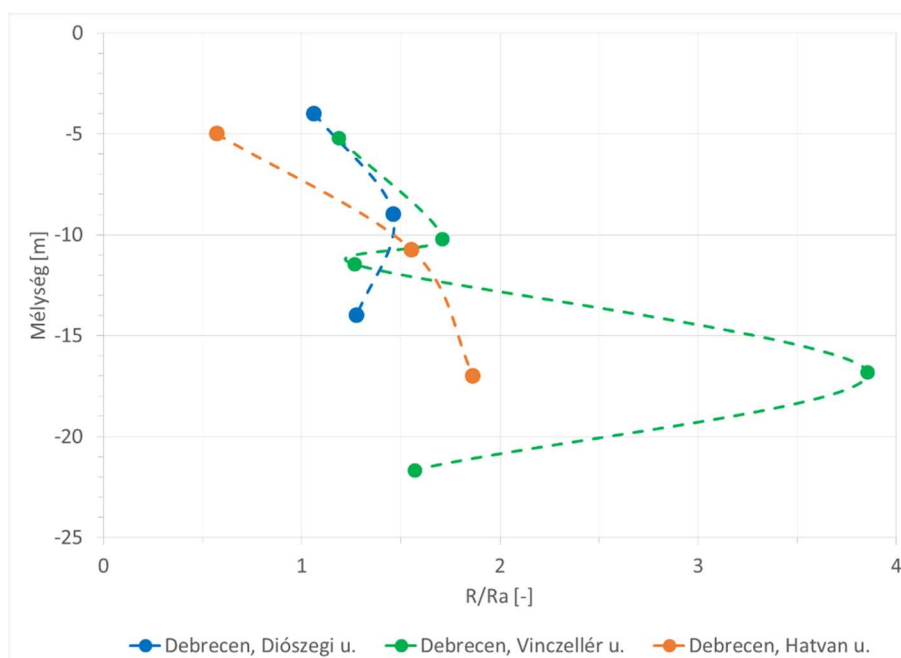
Kút jele	<sup>3</sup> H/ <sup>3</sup> He kor [év]	Hiba [év]	<sup>3</sup> H+ <sup>3</sup> He [TU]	Hiba [TU]
Diószegi-u-1	5,6 (10,1)	1,4 (2,3)	5,7 (7,3)	0,6 (0,7)
Diószegi-u-2	23,7 (41,3)	3,9	5,4	0,5
Diószegi-u-3	15,6 (47,2)	3,1	5,9	0,6
Vinczellér-u-1	7,5 (47,0)	1,8	12,9	1,3
Vinczellér-u-2	15,6 (57,8)	3,1	23,0	2,2
Vinczellér-u-12m	14,9	0,3	28,2	2,9
Vinczellér-u-3	25,8 (40,4)	4,1	46,6	4,7
Vinczellér-u-22m	29,6	0,4	15,9	1,6
Hatvan-u-1	1,2 (1,2)	0,4	5,2	0,5
Hatvan-u-2	17,7 (38,1)	3,4	9,9	1,0
Hatvan-u-3	9,9 (67,4)	2,3	8,3	0,8

Megjegyzés: a maximum <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He korokat és azok hibáit, továbbá a maximum <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He korokhoz tartozó <sup>3</sup>H+<sup>3</sup>He értékeket és azok hibáit zárójelben feltüntettem fel.



7-28. ábra A debreceni kutaknál mért He- és Ne-koncentrációk értékei

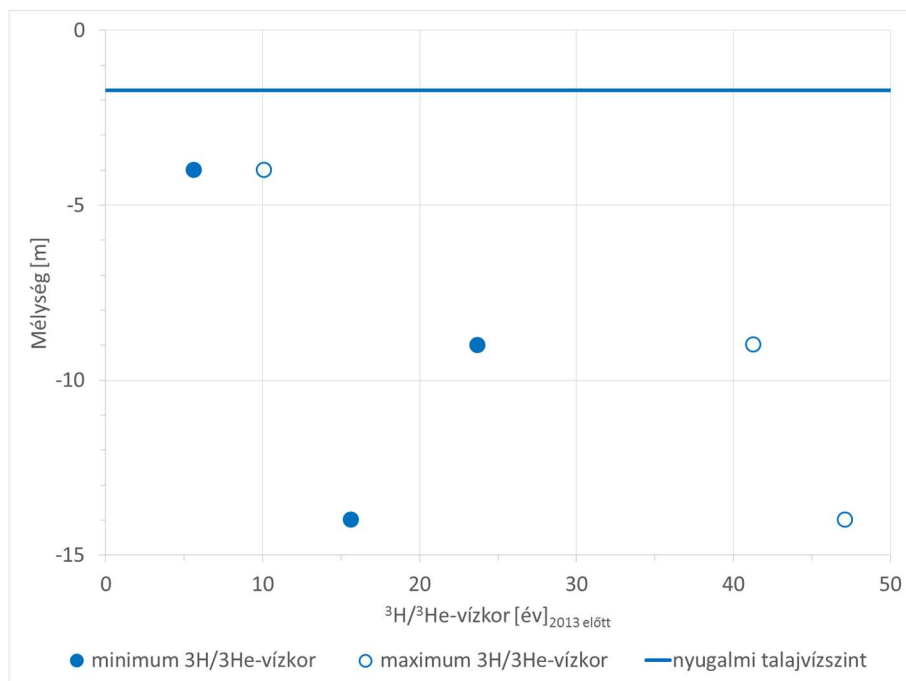
Annak ellenére, hogy a nemesgázokból hiány látható, az  $R/R_a$  viszonyszám jelentős  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$ -ot mutat, az 1-nél nagyobb  $R/R_a$  egyértelműen a  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  jelenlétére utal (7-29. ábra). Habár a  ${}^3\text{H}$ -ból és  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$ -ból látszólagos vízkor számítható, azok a mélységgel nem növekednek folyamatosan, két esetben is a legmélyebb kutak vízmintái egyre fiatalabb korokra utalnak. Ez magyarázható azzal, hogy a kigázosodás folyamata nem egy statikus, hanem igenis egy dinamikus jelenség, amely során a  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  kidiffundál a rendszerből.



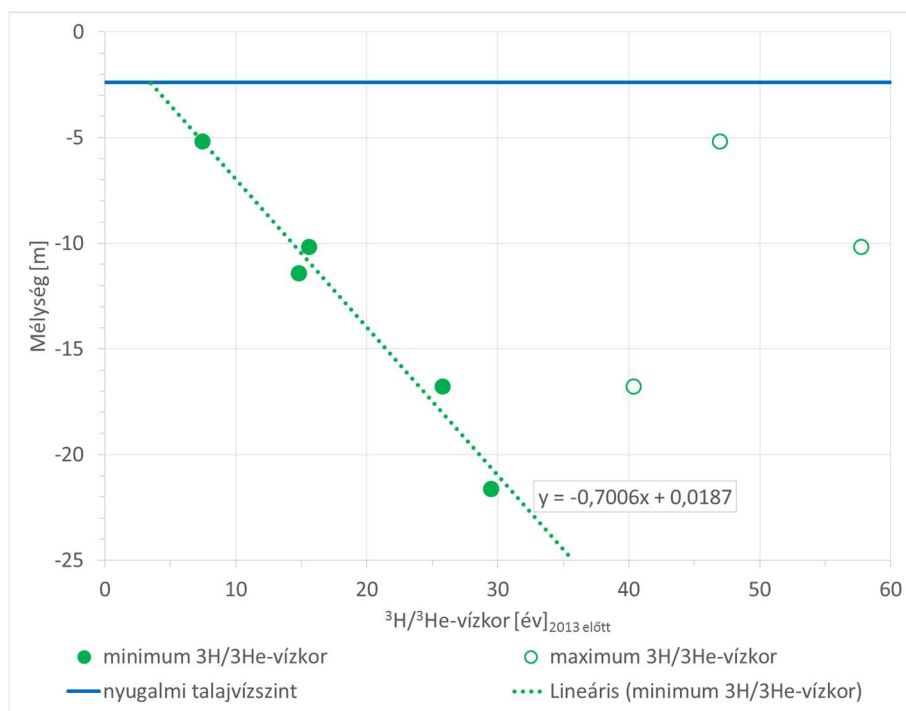
7-29. ábra A debreceni kutaknál mért  $^3\text{H}/^4\text{He}$  izotóparányok

A  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkor meghatározása során mind a három kútcsoportnál minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok számítására volt lehetőség. A Diószegi utcai kutak esetében jelöltem a valószínűsíthető vízkorokat (7-30. ábra), ami alapján a legelfogadhatóbb forgatókönyv az, hogy a 15 m mélységben lévő szűrőközépnél megvett vízminta alapján a csapadékvíz 15 éve érte el az akkor nyugalmi vízszintet, hozzáadódva így a felszín alatti vizek tömegéhez. A minimum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok ismertében és egy 0,15 effektív porozitás feltételezése során a számított átlagos beszivárgás mértéke 46 mm/év.

A 7-31. ábrán a Vinczellér utcán mélyített kútcsoport vizsgálati eredményeit mutatom be. Ebben az esetben a 2003-ban kialakított kutak vízmintái alapján számított minimum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok és a két új, 2013-ban kialakított kút számított vízkorai mutatnak jó egyezést. Eszerint a felszín alatti vizek utánpótlódása közel azonos mértékű, amely feltevés helyességét az elfogadott vízkorok és az azokra illesztett kiegyenlítő egyenes jó egyezése is igazol. A lineáris trendvonal meredeksége alapján (0,15-ös effektív porozitást feltételezve) 106 mm/év átlagos beszivárgás számítható. A  $^3\text{H}$ -csúcs módszer és a vízkorok alapján tehát az látszik, hogy nagyságrendi különbség adódik a különböző számításoknál, korrekt válasz így az utánpótlódás mértékére nem adható, mindenféleképpen további kiegészítő vizsgálatok szükségesek.



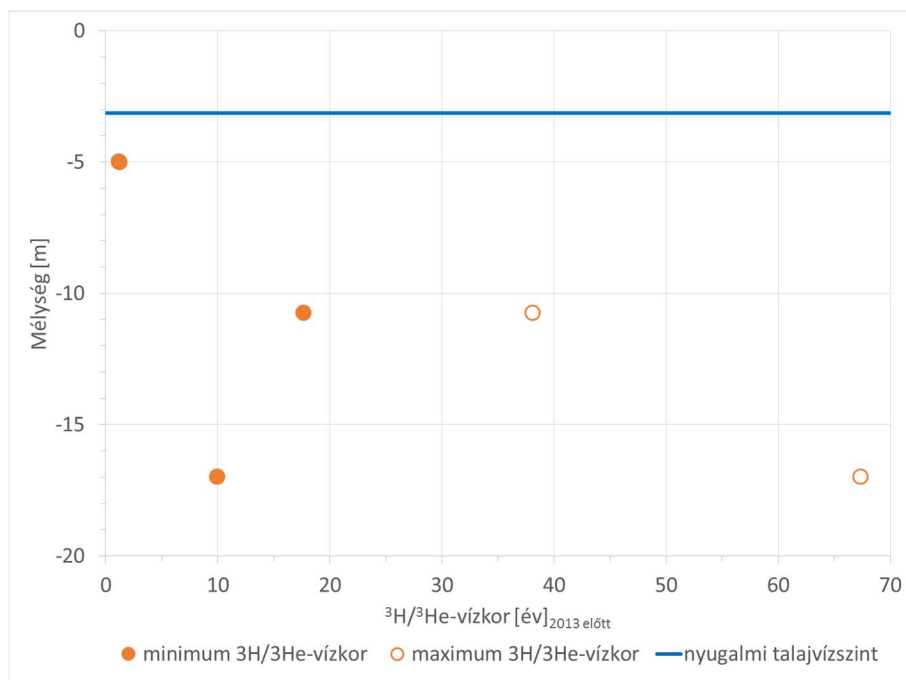
7-30. ábra A debreceni Diószegi utcai kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2013-ban



7-31. ábra A debreceni Vinczellér utcai kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2013-ban

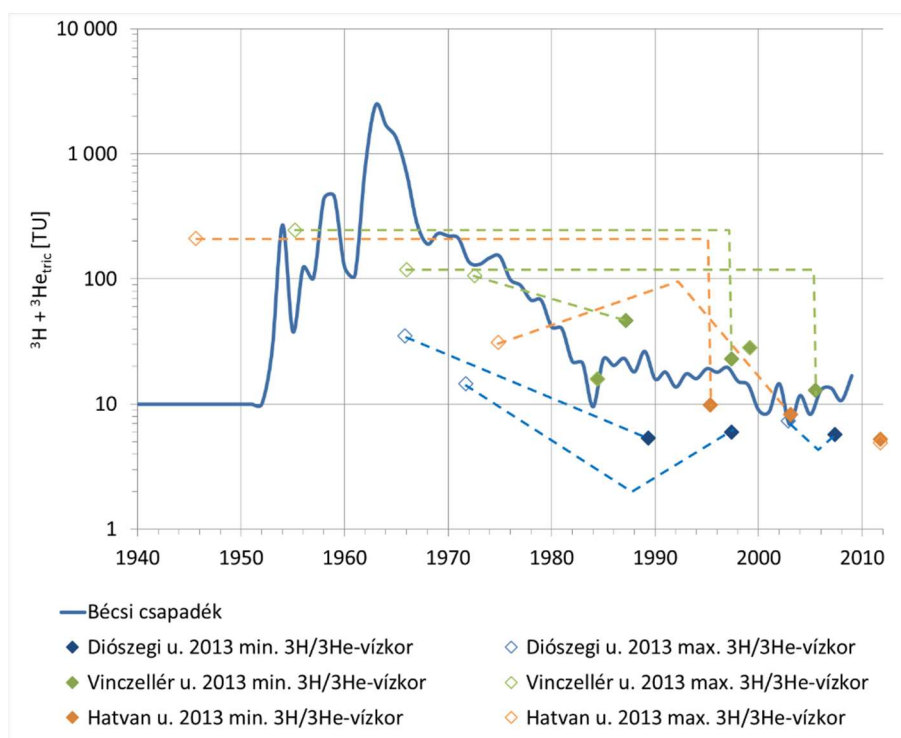
A belvárosban található Hatvan utcai kútcsoport esetében (7-32. ábra) a sekélyebb kút kivételével itt is minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok voltak számíthatóak, amelyek alapján a lehetséges vízkorokat becsültem. Vizsgálataim során azt a megállapítást teszem, hogy 17 m mélyen mindössze 10 éves víz tartózkodik (amihez persze hozzá kellene adnunk azt az időt,

mialatt a csapadékvíz a talajvíztükröt elérte). A minimum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok ismeretében és szintén 0,15 effektív porozitást feltételezve átlagosan 56 mm/év az utánpótlódás mértéke.



7-32. ábra A debreceni Hatvan utcai kutaknál számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok 2013-ban

A debreceni kutakból vett vízminták nemesgáz-koncentrációit, továbbá a számított  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat és a beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációkat a 7-27. táblázat tartalmazza. Az előzőekben bemutatott kutatási területek mintájára a számított  $^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{trit}}$  értékeket szintén ábrázoltam a bécsi csapadék-idősoron (7-33. ábra), ellenőrizve a minimum és maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokhoz számított  $^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{trit}}$ -koncentrációk helyességét, ami alapján megállapítható, hogy a számított minimum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok alkalmazása a helyesebb (a Diószegi utcai kútcsoport legsekélyebb kútja esetében azonban a maximum  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkort fogadtam el). Látható továbbá, hogy a helyzet itt már lényegesen bizonytalanabb, mivel több érték is alacsonyabb, mint amennyi az adott évben a csapadék átlagos  $^3\text{H}+^3\text{He}_{\text{trit}}$ -koncentrációja volt. Magyarázat lehet ezen esetben, hogy a lefelé szivárgó csapadékvízhez egy idősebb, már kimutatható határ alatti  $^3\text{H}$ -koncentrációjú rétegvíz keveredhetett, pl. egy kismértékű, de rendszeres, hosszabb időn át fennálló hálózati vízvesztés során.



7-33. ábra A debreceni kutaknál számított beszivárgáskori  $^3\text{H}$ -koncentrációk

## 8. Nemesgázok folyadék- és gázfázis közötti megoszlásának vizsgálata

### 8.1. A laboratóriumi vizsgálatok vízföldtani jelentősége

A nemesgázok folyadék-, illetve gáz fázisok közötti megoszlásának tanulmányozása segít eldönteni, hogy a két fázis közötti megoszlási viszonyokat leíró modellek mennyire jól adják vissza a valóságot. Mivel a felszín alatti vizekben oldott nemesgázok nem egyedül az egyensúlyi oldódásból, hanem frakcionálatlan, vagy frakcionált többletlevégőből is származnak, ezért az izotóphidrológiai alkalmazásokban és kutatásokban fontos ezeket a különféle komponenseket minél pontosabban meghatározni. Fialat vizek  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkor meghatározása során alapvető jelentőségű a  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  mennyiségét elkülöníteni az oldódási, illetve a frakcionált többletlevégő komponensétől (a különféle modellek alapján számolt  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  között akár 10% különbség is lehet). Paleoklíma kutatás során az oldódási egyensúlyi komponens meghatározása a legfontosabb, ugyanis ez tartalmazza a beszivárgáskori hőmérséklet információit. Sőt, újabb kutatások szerint a többletlevégő és csapadékosság között is összefüggés van sivatagi, félsivatagi területeken. Mélységi vizek és áramlási pályáinak elkülönítése a kéregi és köpenyi eredetű He alapján is lehetséges (Nicolet, 1957; Kurtz, 1981). Mindezeket annál megbízhatóbban tudjuk végrehajtani, minél jobb gázmegoszlási modellt használunk.



A felszín alatti vizekben oldott gázok meghatározó szerepet játszanak a felszín alatti vizek kémiájában, pl. a denitrifikáció során fellépő oxigén-felhasználásban, nitrogén-termelődésben, vagy éppen a metanogenezisnél. A biogeokémiailag stabil gázok, úgy, mint a nemesgázok, SF<sub>6</sub> (kén-hexafluorid) és CFC-k (klór-fluor-szénhidrogének) széles körben alkalmazott nyomjelző anyagok a vízföldtani kutatások területén az elérési idő vizsgálata, valamint az utánpótlódási folyamatok tanulmányozása során. Mivel ezek a módszerek a legtöbb esetben az oldott gázok koncentrációin alapulnak, a gázfázissal történő kölcsönhatás során a vízben oldott gázok esetén többséggel, vagy éppen hiánnyal találkozunk. A felszín alatti víz és a talajgáz közti gázmegoszlás különösen fontos számos kérdéskörben, úgy, mint a rendelkezésre álló oxigénnél, az illékony szennyező anyagoknál és a gáznemű nyomjelző anyagok eloszlásánál.

A felszín alá szivárgó víz a talajszemcsék között elhaladva a talajgázokból magába old valamennyit, amely mennyisége elsősorban a talaj hőmérsékletétől függ. A talajgáz összetétele a nemesgázok parciális nyomását tekintve legtöbb esetben levegőnek felel meg (8-1. táblázat), míg a talajgáz nyomását a tengerszint feletti átlagos magasságból tudjuk meghatározni. A víz áramlási pályája mentén a kémiailag aktív gázok mennyisége biológiai és kémiai folyamatok következtében megváltozhat, azonban a nemesgázok koncentrációit ezek a folyamatok nem befolyásolják. Éppen ezért a nemesgázokat fel lehet használni olyan fizikai folyamatok vizsgálatára, amelyek hatással vannak a porózus vízföldtani rendszerekben a felszín alatti víz és a talajszemcsék között található gázfázis közötti oldódási és megoszlási mechanizmusokra (Aeschbach-Hertig et al., 1999; Ballentine, Hall, 1999).

8-1. táblázat A nemesgázok légköri koncentrációi

Nemesgáz	Légköri koncentráció [ppm]
Hélium	5,24
Neon	18,18
Argon	9340
Kripton	1,14
Xenon	0,087

Az utolsó jégkorszak helyi hőmérsékleti viszonyainak kvantitatív meghatározására alkalmas az ún. „nemesgáz termométer” (Andrews, 1979; Clark et al, 1997; Fontes, 1993; Rudolph et al., 1984; Stute, 1993; Stute, 1989; Aeschbach-Hertig, 1999). Alapja az, hogy a gázok, így a nemesgázok vízben oldhatósága is hőmérsékletfüggő, ezért a vízben oldott nemesgázok koncentrációját a beszivárgáskori hőmérséklet szabja meg (Klump et al., 2007)

(8-2. táblázat). A beszivárgáskori hőmérséklet mellett kiemelten fontos még a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározás (Schlosser et al., 1988) és az  $\text{SF}_6$  alkalmazása során használt többletlevegő-korrekció is (Busenberg, Plummer, 2000).

8-2. táblázat A nemesgázok egyensúlyi oldódása vízben 1 atm nyomáson

Hőmérséklet [°C]	Hélium	Neon	Argon	Kripton	Xenon
	[ccSTP/g]				
0	5,00E-08	2,30E-07	5,00E-04	1,27E-07	1,96E-08
5	4,86E-08	2,17E-07	4,38E-04	1,08E-07	1,61E-08
10	4,75E-08	2,07E-07	3,89E-04	9,26E-08	1,34E-08
15	4,68E-08	1,98E-07	3,50E-04	8,09E-08	1,14E-08
20	4,62E-08	1,92E-07	3,18E-04	7,16E-08	9,79E-09
25	4,59E-08	1,86E-07	2,92E-04	6,41E-08	8,54E-09
30	4,58E-08	1,82E-07	2,71E-04	5,80E-08	7,55E-09

A talajfelszínre hullott csapadék felszín alá szivárgásakor az akkori talajhőmérsékletnek és légnomásnak megfelelő mértékben oldja be a talajgázokat. A folyadékban oldott különféle gázok koncentrációja ( $C_i^*$ ) attól függ, hogy mennyi az adott gáz (i) folyadékkal érintkező parciális nyomása ( $p_i$ ), továbbá függ az adott gáz Henry-féle oldódási tényezőjétől ( $K_{H,i}$ ), illetve a folyadék hőmérsékletétől (T). Ezen fizikai mennyiségek között az összefüggést a Henry-féle oldódási törvény adja meg (R univerzális gázállandó értéke: 8300 [J/kgK]):

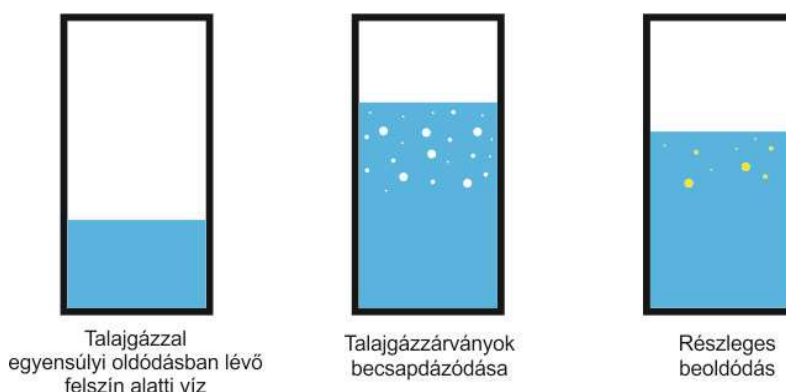
$$C_i^* = \frac{p_i}{RTK_{H,i}} \quad (8-1. \text{ egyenlet})$$

A vízben oldott nemesgáz izotópok egyes összetevőinek meghatározása azonban erősen függ olyan paraméterektől, amelyek nincsenek benne a gázok oldódását leíró Henry-törvényben. A felszín alatti vizekben lévő gázok mennyiségét ugyanis nem egyedül az oldódási törvény határozza meg, mivel mindig van egyféle többletgáz a vízben. Számos nemesgázvizsgálat igazolt már felszín alatti vizekben gáztöbbletet, amelyet egyszerűen csak többletlevegőnek hívunk (vizsgálatok kimutatták, hogy az atmoszférikus levegő nemesgáz-koncentrációival nagymértékű egyezést mutatnak (Heaton, Vogel., 1981; Wilson, McNeill, 1997). Pontosabb mérések később kimutatták, hogy ez a többlet néha kissé eltér a levegőbeli koncentrációktól. A többletlevegővel rendelkező vízben oldott koncentrációkra eddig kifejlesztett oldódási modell szerint a többletlevegő úgy alakul ki, hogy amikor a beszivárgás során a Henry-törvénynek megfelelő egyensúlyi koncentrációkkal rendelkező vízszint megemelkedik, előnti a telítetlen

zónában lévő talajszemcsék közötti részt és eközben talajgáz buborékok maradnak a pórustérfogatban (entrapped air: csapdázódott levegő) (Aeschbach-Hertig, 1999). A megemelkedett hidrosztatikai nyomás megnöveli a buborékokban uralkodó nyomást, ezáltal a nemesgázok részben, vagy teljesen beoldódhatnak. Amennyiben részleges oldódás történik, akkor a beoldódó gáz dúsabb lesz az oldékonyabb gázokban. Egy ilyen részleges beoldódás során tehát a többletgáz Xe-ban dúsabb lesz, mint például Ne-ban, amiből tehát arra következtethetünk, hogy bár a nagyobb tömegszámú nemesgázokból több oldódik be, de ez nem azt jelenti, hogy a kisebb tömegszámúak nem oldódnak be. Az utóbbiakban vázolt modellt nevezik closed-system equilibration (CE) modellnek (Aeschbach-Hertig et al., 2000). Ebben az esetben a felszín alatti vízben lévő gázok koncentrációit az alábbi összefüggés írja le:

$$C_i(T, S, P, A_e, F) = C_i^{eq}(T, S, P) + \frac{(1 - F) \cdot A_e \cdot z_i}{1 + \frac{F \cdot A_e \cdot z_i}{C_i^*}} \quad (8-2. \text{ egyenlet})$$

ahol  $T$  a hőmérséklet,  $S$  a sótartalom,  $P$  a légnyomás, a  $C_i$  a  $C_i^{eq}$  az egyes gáz modellezett, valamint egyensúlyi oldódási koncentrációja, a  $z_i$  az egyes gáz levegőbeli részaránya, az  $A_e$  a becsapdázódott levegő (talajgáz) mennyisége, az  $F$  pedig a többletlevegő frakcionálására jellemző faktor. Az  $F$  mértéke arra utal, hogy a végső állapotban lévő rendszerben található becsapdázott buborékok térfogati koncentrációja hogyan viszonyul a kezdeti állapothoz. Ha  $F = 0$ , akkor teljes beoldódásról beszélünk, ha pedig  $F = 1$ , akkor nincs a vízben többletlevegő. Amennyiben  $0 < F < 1$  kapcsolat áll fent, akkor részleges beoldódás történik.



8-1. ábra A többletlevegő képződés mechanizmusának modellje zárt rendszerben

Szakirodalmi ismeretek és tapasztalataink szerint legtöbbször az itt bemutatott CE-modell írja le a legmegbízhatóbban a valós helyzetet, ám más modellek is léteznek. Ilyen a partial-reequilibration (PR) modell (8-1. ábra) és a negatív nyomás modellje

(Mercury et al., 2004). Habár számos tanulmány eredményei a többletlevégő jelenlétéről tanúskodnak a mintázott felszín alatti vizekben, vannak azonban esetek, amikor a vártnál kisebb koncentrációkban vannak jelen a nemesgázok (Andrews et al., 1985, 1991; Klump et al., 2006; Lippmann et al., 2003; Stute et al., 2007; Visser et al., 2007).

Előfordulnak azonban olyan helyzetek, amikor a felszín alatti vízben gázképződési folyamatok hatására gázbuborékok, gázlencsék képződnek (pl. nitrogén, metán), melyek alaphelyzetben nem tartalmaznak nemesgázokat. Ilyenkor a buborékok környezetében található vízben oldott gázok egy része kidiffundál a gázfázisba, amely folyamat addig tart, amíg a gázbuborékban lévő egyes gáz parciális nyomása oldódási egyensúlyt tart fenn a környező vízben oldott gáz mennyiségével. Ezt a folyamatot nevezzük kigázosodásnak, amely mintavétel esetén is előfordulhat (Andrews, Wilson, 1987; Stute, 1989), vagy éppen nemesgázmentes gázfázisok környezetében természetes állapotban is létező jelenség (Visser et al., 2007). Mivel vízmintavétel során mi a vizet mintázzuk, azt tapasztaljuk, hogy kisebb a vízben oldott gáz mennyisége, mint azt a beszivárgási körülmények alapján várnánk (8-2. ábra). Egy ilyen kigázosodási helyzetet valójában a fenti CE-modell is leírja, azonban a modell egy kissé módosított verzióját alkalmazzák, melyet solubility-driven (SD) modellnek neveznek és az alábbi formula szerint modellezik a várható oldott gázkoncentrációkat (Aeschbach-Hertig et al., 2008):

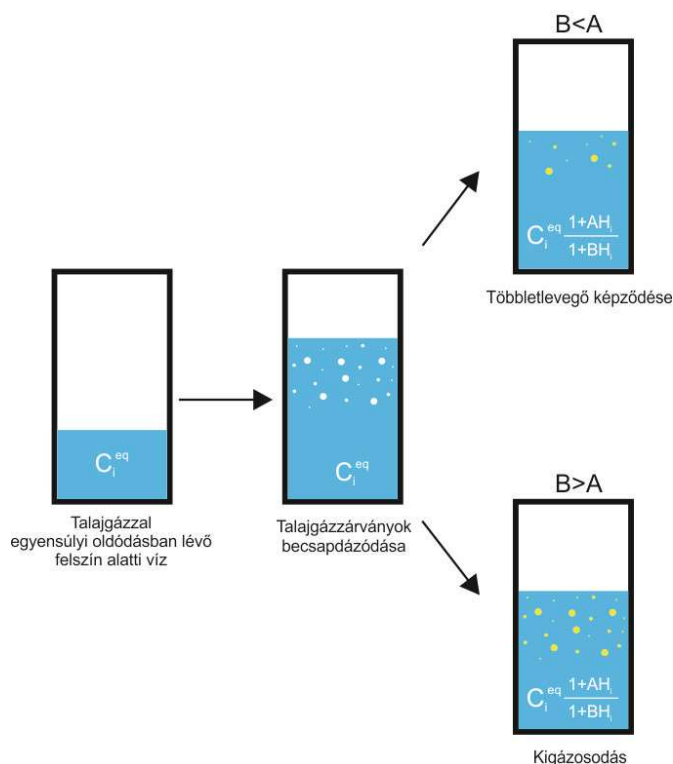
$$C_{iw} = C_{iw}^{eq} \frac{1 + A \cdot H_i}{1 + B \cdot H_i} \quad (8-3. \text{ egyenlet})$$

ahol  $C_{iw}$  a  $C_{iw}^{eq}$  az egyes gáz modellezett valamint egyensúlyi oldódási koncentrációja, a  $H_i$  a gáz Henry-féle oldódási együtthatója, A és B pedig a becsapódzott levegő részaránya a vízben kigázosodási effektus nélkül, illetve a kigázosodási folyamat végén. Amikor kigázosodás történik, akkor B értelemszerűen nagyobb, mint A (8-3. ábra).



8-2. ábra A kigázosodás mechanizmusának modellje zárt rendszerben

Amikor felszín alatti vizek nemesgázaival foglalkozunk, nagyrészt a víz  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorát, a beszivárgási hőmérsékletet, illetve a többletlevégő mennyiségét szeretnénk meghatározni. Ezekhez viszont meg kell határoznunk azokat a komponenseket, amelyekből összeállnak az egyes nemesgázok, illetve izotópjaik összmennyisége. Ennek megbízhatósága, jósága attól függ, hogy milyen modellt használunk, ugyanis a fentiekén túl is léteznek egyéb modellek, azonban tapasztalatunk és az irodalmi leírások szerint az itt bemutatott két modell írja le a legpontosabban a valóságot. Ahhoz, hogy ezt megerősítsem, Palcsu László támogatásával laboratóriumi kísérleteket indítottam el (Kompár et al., 2013a). Ismert körülmények között létesítettem többletlevégős, illetve kigázosodási körülményeket, majd pedig vizsgáltam, hogy ezek hogyan befolyásolják az oldott nemesgázok koncentrációit, valamint az ezekből számolható oldódási hőmérsékleteket és  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorokat. A laboratóriumi vizsgálatok célja megerősíteni a CE- és az SD-modellek létjogosultságát.

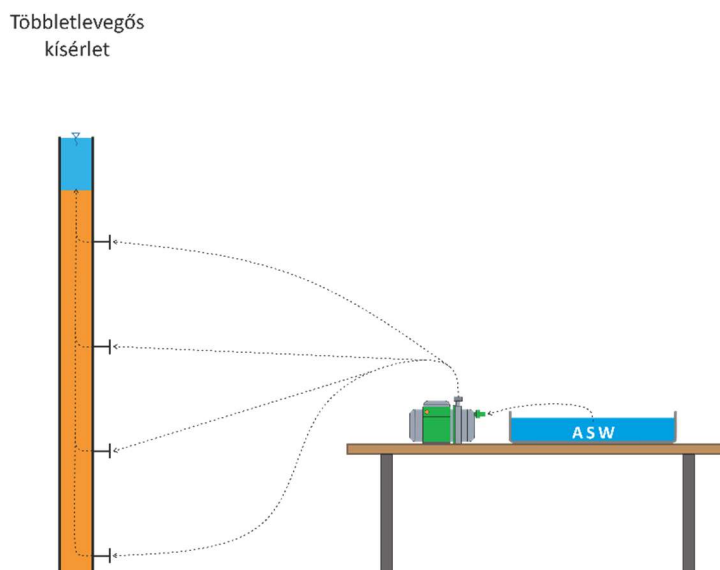


8-3. ábra A többletlevegő képződés és kigázosodás mechanizmusainak modellje

A 2013 februárjában indított kísérletsorozat során egy 250 cm magas, 19 cm belső átmérőjű plexi hengert töltöttünk fel kvarchomokkal, majd pedig ezt különféle módokon vízzel telítettük. Minden egyes kísérletet egy finomabb (0,2-0,6 mm) és egy durvább szemcse-összetételű (0,8-1,2 mm) laboratóriumi tisztaságú kvarchomokkal is elvégeztük.

A vizsgálatok során az alábbi kísérleteket hajtottuk végre:

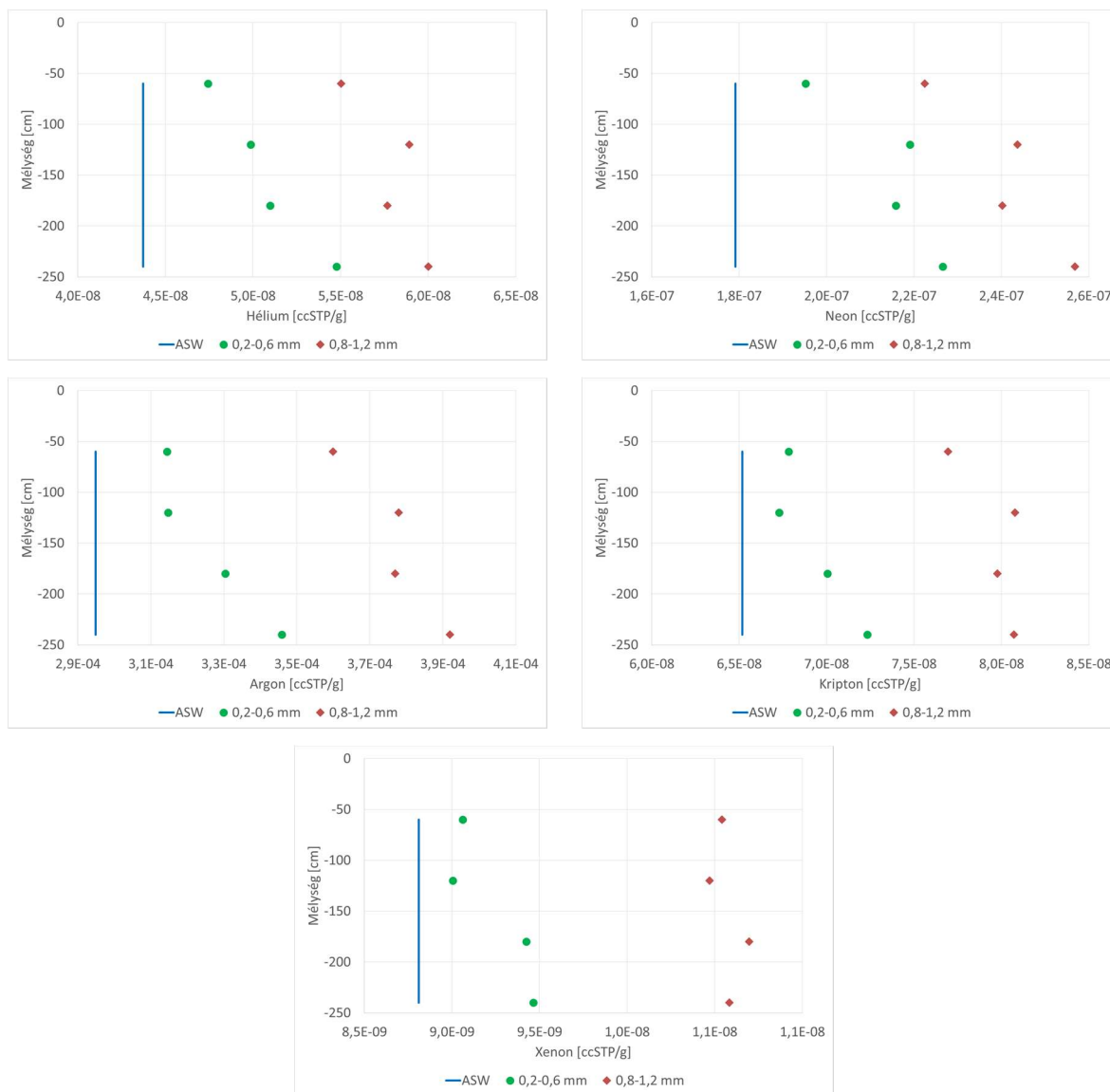
- Többetlevegő képződése: A homokkal töltött hengert alulról telítettük levegővel egyensúlyi oldódásba hozott vízzel (ASW: air saturated water) (8-4. ábra). Néhány nap múlva vízmintát vettünk a henger aljától különböző magasságokban. Várakozásom szerint a többletlevegő mennyisége a henger alja felé nőni fog.
- Kigázosodás vizsgálata: A homokkal feltöltött oszlopot tiszta nitrogénnel öblítettük át mindaddig, amíg a szemcsék közötti levegőt teljesen ki nem cserélődött. Ezután alulról telítettük az oszlopot ASW-vel (8-6. ábra), és néhány nap múlva vízmintát vettünk a henger aljától különböző magasságokban. Azt vártam, hogy a betöltött ASW-hez képest kisebb nemesgáz-koncentrációkat kapunk, továbbá, hogy az oszlop alján kisebb a kigázosodás mértéke, mint a fenti részeken, mivel az oszlop alján kisebb buborékok vannak a nagyobb hidrosztatikai nyomás miatt. (Palcsu et al., 2010; Papp et al., 2012).



8-4. ábra A többletlevegős kísérlet sematikus ábrája

## 8.2. A többletlevegő képződési vizsgálatok és azok eredményeinek bemutatása

A többletlevegős kísérletek eredményeit mutatják az alábbi grafikonok (8-5. ábra). A kiinduló víz a levegővel oldódási egyensúlyban volt (ASW). Az erre vonatkozó nemesgáz-koncentrációkat az ábrákon kék folytonos vonal jelzi. Mindegyik ábrán megfigyelhető, hogy a mért koncentrációk növekednek a mintázási mélység függvényében. Az egyensúlyi koncentrációhoz képest annál nagyobb a többlet, minél könnyebb, azaz minél inkább rosszabbul oldódik az adott nemesgáz. Az is figyelemreméltó, hogy a többlet mennyisége a szemcsemérettől is függ. Amíg a többletek a 0,2-0,6 mm szemcse-összetételű homokra nézve He esetén 8-25% között található, addig ez Xe esetén csak 2-7%. A durvább homok esetén (0,8-1,2 mm) a többlet He-ra 25-37%, Xe-ra pedig 19-21%. Az látszik tehát, hogy a durvább homokban nagyobb többletek alakultak ki. Vizsgálataim során azt vártam, hogy amikor a homokszemcsék közé beáramlik a víz, akkor az a szemcséközi teret nem teljesen tölti ki, hanem buborékok csapdázódnak be. A nagyobb szemcsék között nagyobb a pórustérfogat, ezért nagyobb buborékok tudnak bezáródni ebben a tizedmilliméteres-milliméteres tartományban. Ahogy az eredmények is mutatják, a durvább frakció esetén kaptam nagyobb többletlevegőt. A CE-moddal kiszámoltam, hogy mennyi buborék csapdázódhatott be, és annak hány százaléka oldódhatott be. Látszik, hogy összességében a durva homokra nagyobb becsapdázódott értékeket kaptam (átlagosan 154 ml/l), mint a finom homokra (átlagosan 60 ml/l). A frakcionációs paraméter szerint (F) a buborékok részleges beoldódása csupán 60-90%.



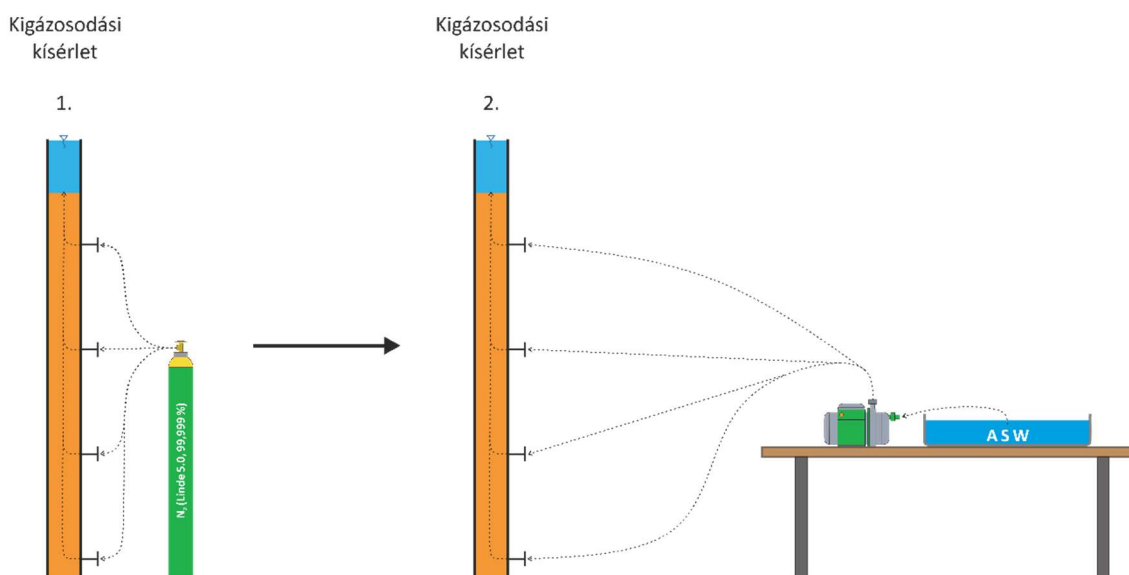
8-5. ábra A többletlevegő képződésének nemesgáz-analitikai eredményei

### 8.3. A kigázosodási vizsgálatok és azok eredményeinek bemutatása

A kigázosodási kísérletnél a cél annak vizsgálata volt, hogy mi történik akkor, ha a levegővel oldódási egyensúlyban lévő víz olyan helyre kerül, ahol a szemcsék között nem levegő található, hanem egy nemesgázmentes gázfázis, pl. tiszta nitrogén. A kísérlet során az oszlopot úgy töltöttük fel száraz homokkal, hogy közben az oszlopon át  $0,5 \text{ m}^3$  tiszta nitrogént (Linde 5.0, 99,999%) fújattunk át (8-6. ábra (1.)). Ezután az oszlopot alulról feltöltöttük levegővel oldódási egyensúlyban lévő vízzel (8-6. ábra (2.)), néhány nap múlva pedig megvettük a szükséges vízmintákat. Mivel a gázfázisban nemesgázmentes, várakozásom szerint a vízben oldott nemesgázok egy része kikerül a gázfázisba. Mindez addig tart, míg a gázfázisban olyan parciális nemesgáz-nyomások fognak kialakulni, amelyek egyensúlyt



tartanak az oldott fázissal. Értelemszerűen a végső oldott fázisnak ez esetben kisebbnek kell lennie, mint a levegővel oldódási egyensúlynak megfelelő koncentrációk.

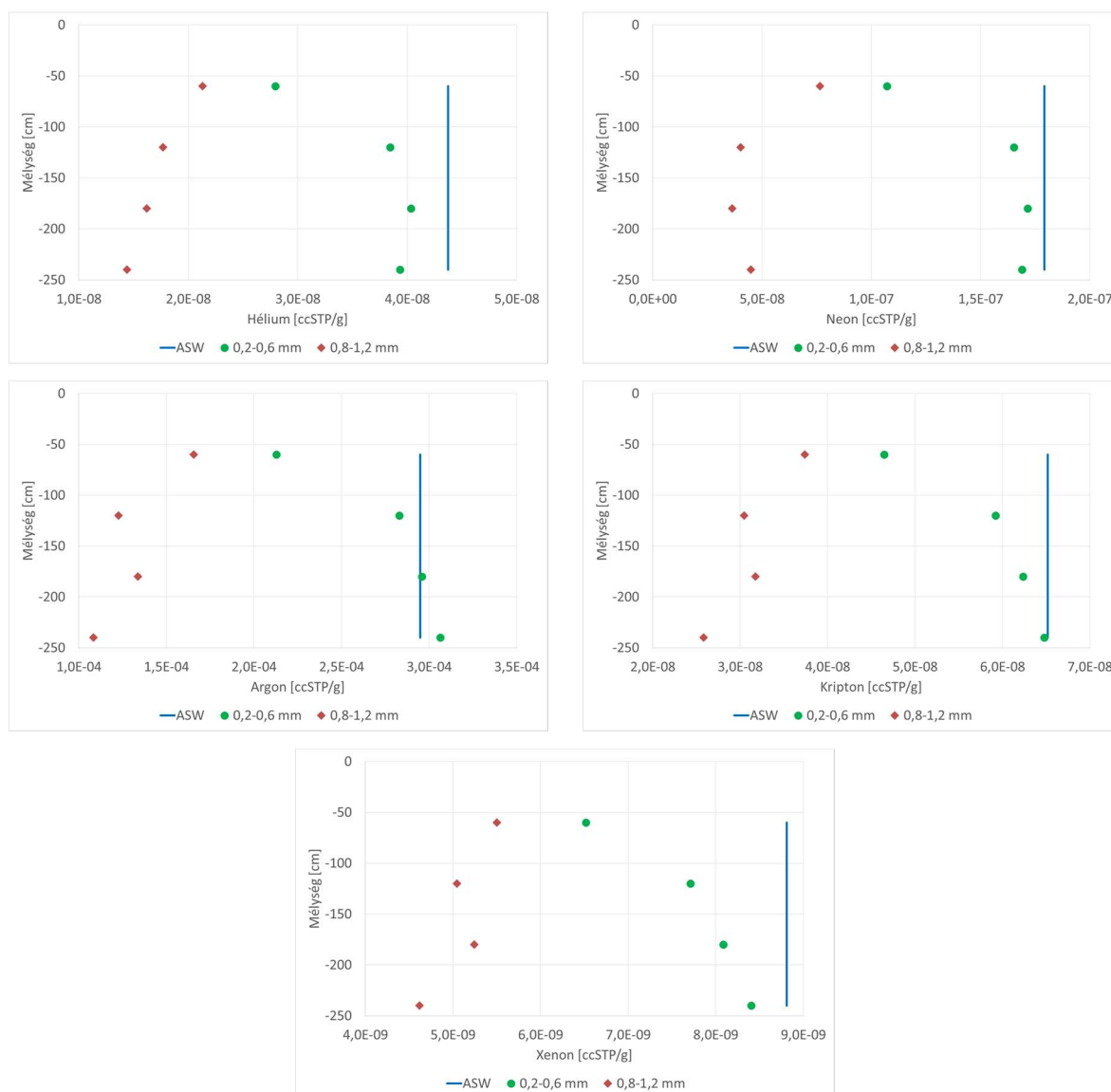


8-6. ábra A kigázosodási kísérlet sematikus ábrája

A kísérleteket mindkét szemcseméret eloszlású homokkal is elvégeztem. Az 8-7. ábrán látható, hogy az azonos szemcseméretű homokhoz tartozó kísérleti eredmények hasonlóak lettek. A 0,2-0,6 mm-es homokhoz a zölddel jelölt értékek tartoznak, a 0,8-1,2 mm-eshez pedig a pirossal jelöltek. Látható, hogy a nemesgázok koncentrációi kisebbek, mint az egyensúlyi oldódási értékek (kék vonal), azaz kigázosodás történt. Ennek a kigázosodásnak a mértéke erőteljesebb a könnyebb nemesgázok esetén: amíg a nagyobb szemcseméretű homok esetén a He koncentrációja a  $1/3-1/2$ -re esett vissza, addig Xe esetén csak a  $2/3$ -ra. Az is megfigyelhető, hogy a kis szemcseméretű homok esetén a kigázosodás mértéke kisebb, mint a durvább frakció esetén. Ez egyrészt magyarázható azzal, hogy amint azt a többletlevégős kísérletnél is láttuk, a kisebb szemcseméretű homok esetén kevesebb a csapdázódott gáz mennyisége, ami jelen esetben kisebb nemesgázmentes gázfrakciót jelent, azaz a kigázosodás várhatóan gyengébb. Másrészt a különböző mélységekből vett minták különböző mintázatot mutatnak a kétféle homokra nézve. A finom homok esetén a mélységgel nőnek a koncentrációk, míg a durva homok esetén csökkennek. Jelen esetben azt gyanítom, hogy nem volt tökéletes a nitrogénnel való átöblítés a finom homok esetén.

Habár a kigázosodási kísérletek már mutatják a jelenséget, mindenképpen érdemes velük tovább foglalkozni. Egyik jövőbeli cél azon kigázosodási helyzet vizsgálata, amikor

vízkor-meghatározáshoz használt izotópok és vegyületek is érintettek, ilyenek leginkább a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ - és  $\text{SF}_6$ -vízkor-meghatározási módszerek.



8-7. ábra A kigázosodás jelenségének nemesgáz-analitikai eredményei

## 9. Összefoglalás, tézisek

A felszín alatti vizek utánpótlódásának vizsgálatára szerte a világon léteznek módszerek. A Miskolci Egyetem és az MTA Atommagkutató Intézet együttműködése során környezeti izotópokkal végeztem vizsgálatokat a telített és telítetlen zónák esetében. Kutatásom elején részletesen áttekintettem a szakirodalmat, amely során sikerült megismernem a környezeti izotópok alkalmazásán alapuló módszereket, azok előnyeit és bizonytalanságait egyaránt. Munkám során ezen, már ismert módszereket igyekeztem újszerűen alkalmazni, továbbá bemutatni a környezeti izotópok vízföldtani alkalmazhatóságait hazai példákon keresztül Duna-Tisza közti és nyírségi területeken. PhD kutatómunkám során elért eredményeimet a következő tézisekben foglalom össze:

### 1. tézis

**Hazai talajvízkészletek utánpótlódásának vizsgálatánál igazoltam a  $^3\text{H}$ , mint környezeti izotóp telített közegbeli transzportjának modellezhetőségét, továbbá a  $^3\text{H}$ -koncentrációk alkalmazhatóságát vízföldtani modellek kalibrálására.**

Méntelegen, Fischerbócsán és Nyíradonyban több szinten szűrözött kútcsoportoknál a  $^3\text{H}$ -csúcs módszernek a transzportmodellezéssel történő kombinációjával rendre 48, 62 és 27 mm/év átlagos utánpótlódást határoztam meg. Ezen értékek a 30 éves Duna-Tisza közti és nyírségi csapadékösszegek átlagaira vetítve Méntelegen 9%, Fischerbócsán 11%, míg Nyíradonyban 4% beszivárgási hányadot jelentenek. A modellszámításaim során a modellezett és a mért adatok között jó egyezéseket találtam, amelyeknek fontos alapjai voltak a földtani modell, a peremfeltételek és a nyomjelzőként alkalmazott  $^3\text{H}$  paramétereinek helyes felvétele (9-1. táblázat).

*9-1. táblázat A ménteleki, fischerbócsai és nyíradonyi kútcsoportoknál meghatározott beszivárgási mértékek a  $^3\text{H}$ -csúcs módszerrel*

	<b>Méntelek</b>	<b>Fischerbócsa</b>	<b>Nyíradony</b>
<b>A számított utánpótlódási mérték a <math>^3\text{H}</math>-csúcs módszer alapján</b>	48 mm/év (9%)	62 mm/év (11%)	27 mm/év (4%)
<b>A vizsgálati időszakot megelőző 30 év csapadékmennyiségeinek átlaga (1985-2015)</b>	541 mm/év	565 mm/év	607 mm/év

## 2. tézis

**A  $^3\text{H}$ -csúcs módszer és a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározás, mint két, egymástól független eljárás eredményeinek összehasonlításával igazoltam azok együttes alkalmazásának eredményességét.**

A  $^3\text{H}$ , mint környezeti izotóp alkalmazásánál nem minden esetben kapunk egyértelmű eredményeket a felszín alatti vizek utánpótlódási viszonyaira. Adott  $^3\text{H}$ -koncentrációjú víz ugyanis többféle módon is kialakulhat úgy, hogy különböző idő alatt bomlik el a kiindulási  $^3\text{H}$ -koncentráció a mért értékre. Egy napjaink csapadékára jellemző vízminta ugyanis nem egyértelműen nagyon fiatal vizet jelöl, megvan a lehetősége annak, hogy egy idősebb, már több felezési időt „megélt” víz koncentrációját mérjük. A  $^3\text{H}$ -csúcs módszerrel történt számításaimat nemesgázvizsgálatokkal támasztottam alá, amely során a  $^3\text{H}$  bomlása során keletkezett  $^3\text{He}$  mennyiségét mértem. A  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorok vertikális változása alapján számított átlagos utánpótlódási mértékek jó egyezést mutattak a  $^3\text{H}$ -csúcs módszerrel meghatározottakkal (9-2. táblázat).

*9-2. táblázat A ménteleki, fischerbócsai és nyíradonyi kútcsoportoknál a  $^3\text{H}$ -csúcs és a  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározási módszerekkel számított utánpótlódási mértékek*

	<b>Méntelek</b>	<b>Fischerbócsa</b>	<b>Nyíradony</b>
<b>A számított utánpótlódási mérték a <math>^3\text{H}</math>-csúcs módszer alapján</b>	48 mm/év	62 mm/év	27 mm/év
<b>A számított utánpótlódási mérték a <math>^3\text{H}/^3\text{He}</math> módszer alapján</b>	48 mm/év	63 mm/év	22 mm/év

## 3. tézis

**Magyarországi talajminták nedvességtartalmának stabil oxigénizotóp arányának ( $\delta^{18}\text{O}$ ) modellezésével meghatároztam a beszivárgott csapadékvíz telítetlen közegbeli tartózkodási idejét, továbbá igazoltam az utánpótlódás szezonálisitását, a téli és nyári félévek csapadékviszonyainak dinamikáját.**

A téli és a nyári csapadékvíz stabil oxigénizotóp arányainak ( $\delta^{18}\text{O}$ ) szignifikáns eltérése alapján meghatároztam a beszivárgott csapadékvíz telítetlen zónában eltöltött idejét. Azt az időt, amelyet a csapadékvíz a függőleges szivárgása során még a telítetlen zónában tölt el, valamilyen mértékben számításba kell venni a  $^3\text{H}/^3\text{He}$  módszerrel meghatározott beszivárgási

értékek esetében. A  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -kormeghatározásnál ugyanis azt az időt számítjuk, ami a beszivárgott csapadékvíz talajvíztükröt történő elérése és a vízmintavétel ideje között eltelt. A talajnedvesség mért és modellezett  $\delta^{18}\text{O}$  profilja Ménteleken 1 év, Fischerbócsán 1,5 év, míg Nyíradonyban 2 év telítetlen közegbeli tartózkodási időt igazolt, emellett jól szemléltetve a beszivárgás dinamikáját is. Ezen tartózkodási idők is bizonyítják a  $^3\text{H}/^3\text{He}$  módszerrel számított vízkorok alapján meghatározott beszivárgási számítások alkalmazhatóságát.

#### 4. tézis

**Mérési adatokkal és azok értékelésével bizonyítottam, hogy korábbi technológia továbbfejlesztésével Nyíradonyban telepített speciális szondakút-csoport alkalmas vertikális izotóp-profil felvételére. A szondakutak kialakítása a hagyományos monitoring kutakhoz képest lényegesen olcsóbb és gyorsabb, telepítésük során meddő nem képződik, a technológia alkalmazása során a környezetterhelés elhanyagolható mértékű.**

A speciális szondakút-csoport létesítésének előnyei: (1) pontosan kijelölhető a szűrőzésre alkalmas rétegek mélysége, az első lépésként felvett mikro-karotázs szelvény alapján; (2) a kutak egy, folytonos csőből történő kialakításával (csőszakaszok nélkül) biztosítható vált a gyakorlatban több alkalommal is megfigyelhető réteg-összenyitások elkerülése; (3) rendkívül gyors és olcsó, nagyszámú kútból álló kútcsoport kialakítása (Nyíradonyban a 10 kút létesítése két nap alatt megtörtént, karotázs méréssel együtt).

A kutak kialakítása 37 mm átmérőjű acélcső lepréselésével („direct-push”) történt, amelynek alsó végét egy kúp zárja le. Az acélcső lepréselésével párhuzamosan egy 25 mm átmérőjű KPE bélésű folyamatos adagolásával biztosítható volt a szondakút zártsága, míg a 0,5 m hosszúságban beépített szűrőzött szakasz garantálta a vízminta eredetének pontos azonosíthatóságát. A technológiai fejlesztés újdonságértékét a Szellemi Tulajdon Nemzeti Hivatala 2015-ben Használati mintaoltalmi okirattal ismerte el.

#### 5. tézis

**A kecskeméti és debreceni kútcsoportoknál végzett vizsgálataim az első olyan magyarországi nemesgáz-analitikai vizsgálatok, amelyek kapcsán talajvízes rendszerben a modellezéssel nem magyarázható, kiugróan nagy  $^3\text{H}/^3\text{He}$ -vízkorbelti különbségeket eredményező kigázosodás jelenségét igazoltam.**

A felszín alatti vizekben oldott nemesgázok a földtani közegben igaz ritkábban, de esetenként előforduló gázlencsékbe diffundálnak, ezzel okozva a mintázott felszín alatti vízben gázhiányt,

bizonytalanabbá téve így a vízkor-meghatározást. Magyarországi sekély vízföldtani kutatások máig nem említenek gázhiányos talajvizeket, azonban az általam vizsgált kecskeméti és debreceni kutak szinte mindegyikénél kevesebb vízben oldott nemesgázt mértem, mint amennyit várni lehet. A kecskeméti és a debreceni talajvíz kutak vizében az egyensúlyi oldódásnál (ASW) lényegesen kisebb He- és Ne-koncentrációkat mértem (9-3. táblázat), amely alapján nagy biztonsággal megállapítható, hogy a Ne és He nagy része eltávozott a vizsgálati rendszerekből.

9-3. táblázat A kecskeméti kútcsoportnál mért He és Ne-koncentrációk, illetve a  $^3\text{He}/^4\text{He}$  izotóparányok

Kút neve	He (ccSTP/g)	Ne (ccSTP/g)	R/Ra
ASW	4,55E-08	1,97E-07	0,983
Kecskemét-3	1,23E-08	1,00E-07	3,74
Kecskemét-4	1,06E-08	5,20E-08	5,73
Kecskemét-5	9,55E-09	4,19E-08	8,42
Kecskemét-6	3,37E-08	1,54E-07	3,18

## 6. tézis

**Talajvízmintákon végzett nemesgáz-analitikai vizsgálataimmal bizonyítottam, hogy az alkalmazott módszer a mért He-többleten keresztül alkalmas a mintázott felszín alatti víztartóban a mélységi gázfeláramlást igazolni, továbbá a  $^3\text{He}/^4\text{He}$  izotóparány alapján a köpenyi eredetű komponens számítható.**

A kéleshalmi kútcsoportnál több He-ot mutattam ki a talajvízes rendszerben, mint amennyi az atmoszférikus levegővel egyensúlyi oldódásban lévő víz (ASW) alapján várható. Értelmezésük során ezek 8,5 és közel 20-szoros He-többletet jelentenek a vizsgált talajvízes rendszerben, de a többi Duna-Tisza közti kútcsoportban mérteknél is nagyságrenddel magasabbak (9-4. táblázat). Korábbi hazai vizsgálatok során mélységi vizeknél azonosítottak már nagy mélységből feláramló He-ot, amelynek egy része (hasonlóan a Kéleshalom közelében lévő Jánoshalma térségében is) köpenyi eredetű. Jelen tudományos eredményem azonban az első olyan magyarországi, mérésekkel bizonyított tézis, miszerint ez a feláramlás He-anomáliát okozva a sekély vízföldtani rendszert is eléri. A  $^3\text{He}/^4\text{He}$  izotóparány alapján megállapítom,

hogy a Dél-Alföldön talajvizés rendszerben 89%-nyi kéregi eredetű He mellett 11%-nyi köpenyi eredetű He is jelen van.

9-4. táblázat A kéleshalmi kútszoportnál mért He-többletek demonstrálása

Kút neve	He (ccSTP/g)	<sup>3</sup> He (ccSTP/g)	R/Ra
Méntelek-1	4,96E-08	7,01E-14	1,02
Méntelek-2	4,52E-08	7,46E-14	1,19
Méntelek-3	4,38E-08	2,52E-13	4,15
Méntelek-4	5,44E-08	2,10E-13	2,79
Fischerbócsa-2	4,70E-08	7,32E-14	1,12
Fischerbócsa-3	4,52E-08	9,77E-14	1,56
Fischerbócsa-4	3,59E-08	1,17E-13	2,35
Kéleshalom-3	3,87E-07	8,06E-13	1,50
Kéleshalom-4	9,00E-07	1,78E-12	1,43

#### 7. tézis

**Laboratóriumi oszlopkísérletekkel bizonyítottam, hogy azon kútszoportoknál, ahol a vizsgált vízmintákban az egyes nemesgázokból kevesebb van, mint amennyi a vízzel egyensúlyi oldódás következtében várható (és ez befolyásolja a vízkor-meghatározást is), a kigázosodás jelensége, amennyiben pedig több, akkor a többletlevegő képződése áll fenn. Vizsgálataim során igazoltam a CE- és SD-modellek létjogosultságát az izotóphidrológiai kutatásoknál, amikor vízkor-meghatározást végzünk, és csupán minimum és maximum vízkorok számíthatóak.**

Számos esetben a mintázott felszín alatti víz nemesgáz-koncentrációi alapján nem lehet egyértelmű vízkort számítani, csupán minimum és maximum vízkorokat. Korábbi feltevések helyességének tisztázása érdekében laboratóriumi többletlevegős és kigázosodási kísérleteket végeztem, amelyek során kétféle szemcse-összetételű osztályozott kvarchomokot (0,2-0,6 mm és 0,8-1,2 mm) és atmoszférikus levegővel egyensúlyi oldódásba hozott vizet (ASW) használtam. A többletlevegő-képződés és a kigázosodás mértékét mutatja a 9-5. táblázat a legkisebb és legnagyobb tömegszámú nemesgázok esetében.

Többletlevegő-képződési vizsgálataim során a CE-modellt felhasználva megállapítottam, hogy összességében a durva homokra nagyobb becsapdázódott értékeket kaptam (átlagosan 154 ml/l), mint a finom homokra (átlagosan 60 ml/l). A frakcionációs faktor (F) szerint a buborékok részleges beoldódása csupán 60-90%.

9-5. táblázat A többletlevegő és kigázosodás mértéke He és Xe esetében

	<b>Szemcseméret</b>	<b>He</b>	<b>Xe</b>
<b>Többletlevegő mértéke</b>	<b>0,2-0,6 mm</b>	8-25%	2-7%
	<b>0,8-1,2 mm</b>	25-37%	19-21%
<b>Kigázosodás mértéke</b>	<b>0,2-0,6 mm</b>	64-92%	74-95%
	<b>0,8-1,2 mm</b>	33-49%	52-62%



## Summary

Groundwater resources have growing strategic importance in the Earth's population water supply. Recently about 75% of public water demand has been ensured by groundwater in Europe, while in case of Hungary this value is more than 95%.

The justification of my research topic has been confirmed by the EU Water Framework Directive and the discussion of the Kvassay Jenő Plan. Both of them highlight the groundwater recharge, as one of the most important hydrological element, which has a strategic importance in Hungary. Special isotope hydrogeological researches were carried out via the cooperation of the University of Miskolc and the Institute for Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences. The goal of my dissertation was developing innovative methods based on environmental isotopes and transport modeling. Furthermore, I investigated the groundwater recharge on Hungarian research sites (Danube-Tisza Interfluves and Nyírség).

Average recharge rates were determined in case of Méntelek, Fischerbócsa and Nyíradony in the saturated zone. Based on the  $^3\text{H}$ -peak method and the transport modelling, I obtained recharge rates of 48 mm/yr, 62 mm/yr and 27 mm/yr, respectively. Using the  $^3\text{H}/^3\text{He}$  age distribution, recharge rates of 48 mm/yr, 63 mm/yr and 22 mm/yr could be determined. According to these results the two methods have been confirmed each other. In the unsaturated zone  $^{18}\text{O}$ -depth profiling method was used to simulate the unsaturated residence time (12, 18 and 24 month periods, respectively). This method is also suitable to identify the dynamics of the recharge from the winter and also the summer precipitation.

Considering the constantly developing noble gas mass spectrometry, a well-nest installation method was developed to minimize the possibility of the sampling errors and also the environmental impacts. The novelty was granted with Utility Model Protection by the Hungarian Intellectual Property Office.

According to noble gas analyses not just excess air formation, but degassing processes have been found in shallow groundwater bodies up to 20 m depth in Danube-Tisza Interfluves. To study the excess air formation and degassing processes field and laboratory column experiments have been performed. Based on field studies 11% mantle-derived He was found closed to Kéleshalom indicating deep upwelling gases on the Southern Hungarian Great Plain.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki témavezetőmnek, Prof. Dr. Szűcs Péternek, aki felkeltette érdeklődésem a témaválasztás iránt, töretlenül segítette szakmai fejlődésemet és támogatott a mélypontokban. Szakmai tudása, tapasztalata és precizitása számomra mindig elismerő lesz.

Köszönetet mondok Dr. Kovács Balázs társ témavezetőmnek, aki gyakorlatiasságával és rendszerszemléletével támogatta a kutatómunkámat. A konzultációk során tett problémafelvetései nagymértékben hozzájárultak a disszertáció komplexitásához.

Hálás köszönetemet fejezem ki Dr. Palcsu Lászlónak, a MTA ATOMKI Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratórium vezetőjének, aki szakmailag és emberileg is támogatott kutatómunkám során. Szakmai és kutatói igényessége úgy a terepi és laboratóriumi vizsgálatok során, mint az adatfeldolgozások kapcsán végigkísért. Elhivatottsága, eredményessége és emberségessége példaértékűvé váltak előttem.

Köszönettel tartozom Dr. Deák Józsefnek, aki lehetőséget adott megismerkedni a környezeti izotópok hidrogeológiai alkalmazásaival. Az évek során nyújtott folyamatos támogatása, a közös terepi vizsgálatok során átadott tapasztalatai hosszú ideig elkísérnek utamon.

Köszönöm Veres Mihály támogatását, aki az ISOTOPTECH Zrt. vezérigazgatójaként lehetőséget nyújtott a Miskolci Egyetemen elkezdett kutatómunkám folytatására, a megszerzett tudásomat átültetni a gyakorlati alkalmazásba.

Köszönet illeti a Miskolci Egyetem Környezetgazdálkodási Intézet, a MTA ATOMKI és az ISOTOPTECH Zrt. kutatóit és szakembereit, egykori és jelenlegi munkatársaimat, akik bármilyen formában hozzájárultak a kutatómunkám során elért eredményeimhez, legyen szó terepi mintavételekről, laboratóriumi vizsgálatokról, vagy éppen a közös gondolkodásról.

Hálásan köszönöm Szüleimnek támogatásukat, biztatásukat, türelmüket és a belém vetett hitüket, amelyek alapjai voltak a tudományos munkám nyugodt hátterének, és akik nélkül e disszertáció nem születhetett volna meg.

A kutatómunka jelentős része a TÁMOP-4.2.2/A-11/1-KONV-2012-0049 jelű KÚTFŐ című projekt finanszírozásával valósult meg.

## Közlemények

### Az értekezés témakörében megjelent publikációk

Kompár, L., Szűcs, P., Palcsu, L., Deák, J. (2012a): *Impacts of Climate Change on Groundwater Recharge*. In: ELSEWAS, Landscape and Water. 11<sup>th</sup> Sanitary Constructions – Small waterworks – Landscape and Water Management Conference. Stará Lesna, Slovakia, Bratislava, Slovak University of Technology, pp. 173-178.

Kompár, L., Szűcs, P., Palcsu, L., Deák, J. (2012b): *Determination of natural groundwater recharge with the help of groundwater modeling and tritium field measurements*. Geosciences and Engineering: A publication of the University of Miskolc, Vol. 1, No. 1, pp. 159-165.

Kompár, L., Szűcs, P., Fejes, Z., Palcsu, L., Deák, J. (2012c): *Infiltration tests on irrigated agricultural areas*. Geosciences and Engineering: A publication of the University of Miskolc, Vol. 1, No. 2, pp. 99-104.

Kompár, L., Szűcs, P., Palcsu, L., Deák, J., Bernát, M. (2013a): *A szélsőséges időjárási viszonyok hatása a felszín alatti vízkészletek utánpótlódási viszonyaira*. IX. Kárpát-medencei környezettudományi konferencia, Konferencia kiadvány. Miskolc, Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Kar, pp. 420-425.

Kompár, L., Dobos, E., Szűcs, P. (2013b): *The Estimation of Natural Groundwater Recharge on the Example of Two Research Sites on the Danube-Tisza Interfluves*. Geosciences and Engineering: A publication of the University of Miskolc, Vol. 2, No. 3, pp. 19-24.

Kompár, L., Szűcs, P., Deák, J., Palcsu, L., Cserny, T., Egyed, J., Gadóczi, M., Ilyés, Cs. (2014a): *Izotóphidrológiai kutatások a Nyírségben*. Műszaki Tudomány az Észak-kelet Magyarországi Régióban 2014. MTA Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága, Elektronikus Műszaki Füzetek 14, pp. 328-334.

Kompár, L., Szűcs, P., Deák, J., Palcsu, L., Egyed, J., (2014b): *Isotope Hydrogeological Researches On Regional Recharge Areas In Hungary*. In: International Association of Hydrogeologists, 41<sup>st</sup> IAH International Congress "Groundwater: Challenges and Strategies". Abstracts. Marrakesh, Morocco, Paper T7258.

Kompár, L., Szűcs, P., Deák, J., Palcsu, L., Braun, M. (2015a): *Sekély víztartók utánpótlódásának meghatározása izotóp-vízkeimiai vizsgálatokkal*. XXII. Konferencia a felszín alatti vizekről, Felszín Alatti Vizekért Alapítvány

Kompár, L., Szűcs, P., Palcsu, L., Braun, M. (2015b): *Izotóphidrokémiai komplex módszer alkalmazása talajvizek utánpótlódásának vizsgálatánál*. microCAD 2015, A szekció: XXIX. International Scientific Conference. University of Miskolc, CD kiadvány

Kompár, L., Szűcs, P., Palcsu, L., Deák, J. (2015c): *Tritium peak method and  $^3\text{H}^\beta\text{He}$  dating technique use for estimating shallow groundwater recharge*. microCAD 2015, A szekció: XXIX. International Scientific Conference. University of Miskolc, CD kiadvány

Kompár, L., Osváth, K., Ilyés, Cs., Szűcs, P., Palcsu, L. (2015d): *Stabil vizizotópok alkalmazása ásvány- és gyógyvízkészletek utánpótlódásánál a Kárpát-medencében*. 11<sup>th</sup> International Scientific Conference on Mineral Waters of the Carpathian Basin. Institute of Environmental Management, University of Miskolc, Hungary, CD kiadvány

Madarász, T., Szűcs, P., Kovács, B., Lénárt, L., Fejes, Z., Kolencsik-Tóth, A., Székely, I., Kompár, L., Gombkötő, I. (2015): *Recent trends and activities in hydrogeologic reserach at the University of Miskolc, Hungary*. Central European Geology, Vol. 58, Iss. 1–2, pp. 171–185.

Palcsu, L., Kompár, L., Deák, J., Szűcs, P., Papp, L. (2017): *Estimation of the natural groundwater recharge using tritium-peak and tritium/helium-3 dating techniques in Hungary*. Geochemical Journal, Vol. 51, No. 5, pp. 439-448.

Szucs, P., Kompár L., Palcsu, L., Deák, J. (2012): *Estimation of Groundwater Recharge Change at a Hungarian Test Site Using Environmental Isotope Measurements*. 39<sup>th</sup> IAH Congress, Niagara Falls, Canada, Paper 447, pp. 1-5.

Szűcs, P., Kompár, L., Palcsu, L., Deák, J. (2015): *Estimation of the groundwater replenishment change at a Hungarian recharge area*. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, Vol. 10, No. 4, pp. 227-246.

#### **Az értekezés témakörében elért eredmények alapján megkapott használati mintaoltalom**

Deák, J., Fekete, Zs., Kovács, B., Kompár, L., Szűcs, P., Vargay, Z. (2015): *Segédeszköz talajvizek vizsgálatának elvégzéséhez*. Használati Mintaoltalmi Okirat. Szellemi Tulajdon Nemzeti Hivatala, Budapest. Lajstromszám: 4 555, Ügyszám: U 15 00025

## Irodalomjegyzék

Aeschbach-Hertig, W., F. Peeters, U. Beyerle, R. Kipfer (1999): *Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters*. Water Resources Research, Vol. 35, Iss. 9, pp. 2779–2792.

Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., Kipfer, R. (2000): *Palaeotemperature reconstruction from noble gases in ground water taking into account equilibration with entrapped air*. Nature, Vol. 405, pp. 1041-1044.

Aeschbach-Hertig W., El-Gamal H., Wieser M., Palcsu L. (2008): *Modeling excess air and degassing in groundwater by equilibrium partitioning with a gas phase*. Water Resources Research, Vol. 44, Iss. 8, pp. 449-461.

Alföldi, L. (1986.): *A felszín alatti vízáramlások szerepe a vízkészletek megújulásában*. Földtani Kutatás, XXIX. évf., 4. sz., pp. 3-9.

Andrews, J.N., Lee, D.J. (1979): *Inert gases in groundwater from the Bunter sandstone of England as indicators of age and paleoclimatic trends*. Journal of Hydrology. Vol. 41, Iss. 2-4, pp. 233-252.

Andrews, J. N., J. E. Goldbrunner, W. G. Darling, P. J. Hooker, G. B. Wilson, M. J. Youngman, L. Eichinger, W. Rauert, W. Stichler (1985): *A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwaters in the Molasse basin of Upper Austria*. Earth Planetary Science Letters, Vol. 73, Iss. 2-4, pp. 317–332.

Andrews, J. N., G. B. Wilson (1987): *The Composition of Dissolved Gases in Deep Groundwaters and Groundwater Degassing, in Saline Water and Gases in Crystalline Rocks*. Edited by P. Fritz and S. K. Frape, pp. 245–252.

Andrews, J. N., R. J. Drimmie, H. H. Loosli, M. J. Hendry (1991): *Dissolved gases in the Milk River aquifer, Alberta, Canada*. Applied Geochemistry, Vol. 6, Iss. 4, pp. 393–403.

Ballentine, C. J., C. M. Hall (1999): *Determining paleotemperature and other variables by using an error-weighted, nonlinear inversion of noble gas concentrations in water*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 63, Iss. 16, pp. 2315–2336.

- Ballentine, C. J., O'Nions, R. K., Oxburgh, E. R., Horvath, F., Deak, J. (1991): *Rare gas constraints on hydrocarbon accumulation, crustal degassing and groundwater flow in the Pannonian Basin*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 105, Iss. 1-3, pp. 229-246.
- Barnes, C. J., Allison, G. B. (1988): *Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen*. Journal of Hydrology, Vol. 100, Iss. 1-3, pp. 143-176.
- Bayer, R., Schlosser, P., Bönisch, G., Rupp, H., Zaucker, F., Zimmek, G. (1989): *Performance and Blank Components of a Mass Spectrometric System for Routine Measurement of Helium Isotopes and Tritium by the  $^3\text{He}$  Ingrowth Method*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Benson, B. B., Krause, D. (1980): *Isotopic fractionation of helium during solution: a probe for the liquid state*. Journal of Solution Chemistry, Vol. 9, Iss. 12, pp. 895–909.
- Berecz, T., Fórizs, I., Deák, J. (2001): *Felszín alatti vizek környezeti izotópos és kémiai vizsgálata a Duna-Tisza köze déli részén*. Hidrológiai közlöny, 81. évf., 2. sz., pp. 118-124.
- Berényi, P., Erdélyi, M. (1990): *A rétegvíz szintjének süllyedése a Duna-Tisza közén*. Vízügyi Közlemények, 72. évf., 4. sz., pp. 377-397.
- Borsy, Z. (1961): *A Nyírség természeti földrajza*. Akadémiai Kiadó, p. 227.
- Borsy, Z. (1989): *A domborzat kialakulása és mai képe*. In.: Magyarország tájféldrajza 2. kötet: A Tiszai Alföld (szerk.: Pécsi Márton) Akadémiai Kiadó
- Bowen, R. (1986): *Groundwater*. Springer Netherlands, p. 428.
- Bowen, G. J., Winter, D. A., Spero, H. J., Zierenberg, R. A., Reeder, M. D., Cerling, T. E., Ehlering, J. R. (2005): *Stable hydrogen and oxygen isotope ratios of bottled waters of the world*. Rapid Communications in Mass Spectrometry, Vol. 19, Iss. 23, pp. 3442–3450.
- Busenberg, E., N. L. Plummer (2000): *Dating young groundwater with sulfur hexafluoride: Natural and anthropogenic sources of sulfur hexafluoride*. Water Resources Research, Vol. 36, Iss. 10, pp. 3011-3030.
- Chadwick, J. (1932): *The Existence of a Neutron*. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character, Vol. 136, Iss. 830, pp. 692-708.

Clark, I. D., Fritz, P. (1997): *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, New York, p. 328.

Clark, J. F., Stute, M., Schlosser, P., Drenkard, S., Bonani, G. (1997): *A tracer study of the Floridan aquifer in southeastern Georgia: implications for groundwater flow and paleoclimate*. Water Resources Research, Vol. 33, Iss. 2, pp. 281-289.

Craig, H. (1961a): *Isotopic variations in meteoric waters*. Science, Vol. 133, Iss. 3465, pp. 1702-1703.

Craig, H. (1961b): *Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters*. Science, Vol. 133, Iss. 3467, pp. 1833-1834.

Coplen, T. B. (1988): *Normalization of oxygen and hydrogen isotope data*. Chemical Geology: Isotope Geosciences Section, Vol. 72, Iss. 4, pp. 293–297.

Cserepes, L., Lenkey, L. (1999): *Modelling of helium transport in groundwater along a section in the Pannonian basin*. Journal of Hydrology, Vol. 225, Iss. 3, pp. 185-195.

Deák, J., Stute, M., Rudolph, J., Sonntag, C. (1987): „*Determination of the flow regime of Quaternary and Pliocene layers in the Great Hungarian Plain Hungary*), by D, 18O, 14C and noble gas measurements” in Isotope Techniques in Water Resources Development, IAEA, Vienna, pp. 335-350.

Deák, J., Horváth, F., Martel, D. J., O'niions, R. K., Oxburgh, E. R., Stegena, L. (1988): *Helium Isotopes in Geothermal Waters from North West Hungary, in The Pannonian Basin*. A study in basin evolution, AAPG Memoir, Vol. 45., pp. 293-296.

Deák, J. (1995): *A felszín alatti vizek utánpótlódásának meghatározása izotópos módszerekkel az Aföldön*. VITUKI zárójelentés, Budapest

Deák, J. (2006): *A Duna-Tisza köze rétegvíz áramlási rendszerének izotóp-hidrogeológiai vizsgálata*. Doktori (PhD) értekezés, Budapest

Deák, J., Horváthné Deák, E. (2009): *Trícium – A nukleáris technika melléktermékének vízföldtani alkalmazása*. Nukleon. II. évf., 27

Deák, J., Fórizs, I., Kármán, K., Süveges, M. (2011): *Ásványvizeink eredetének, eredetiségének és védettségének vizsgálata*. Geotudományok, A sorozat, Bányászat, VIII. Kárpát-medence

Ásvány- és Gyógyvizei Konferencia. (Termálvíz – bor – víz – egészség), Miskolc, Egyetemi Kiadó, 81. köt., pp. 69-78.

Dotsika, E., Poutoukis, D., Raco, B., Psomiadis, D. (2010): *Stable isotope composition of Hellenic bottled waters*. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 107, Issue 3, pp. 299–304.

Erdélyi, M. (1975): *A magyar medence hidrodinamikája*. Hidrológiai Közlöny, 55. évf., 4. sz., pp. 147-156.

Erdélyi, M. (1979): *A magyar medence hidrodinamikája*. VITUKI közlemények, 18. köt., p. 82.

Fehér, J., van Genuchten, M. Th., Deák, J. (1992): *Estimating long-term water flow rates in the vadose zone using tritium measurements*. Scientific colloquium on „Porous or fractured unsaturated media: transport and behavior”. Monte Verita, Ascona, Switzerland

Fetter, C. W. (2000): *Applied Hydrogeology*. Pearson, 4th Edition

Fontes, J. C., Stute, M., Shlosser, P., Broecker, W.S. (1993): *Aquifers as archives of paleoclimate*. Earth & Space Science News, Vol. 74, Iss. 2, pp. 21-22.

Gat, J. R. (1980): *The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation*. Fritz, p. and Fontes, J. (Eds.), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, pp. 21-47.

Gazis, C., Feng, X. (2004): *A stable isotope study of soil water: Evidence for mixing and preferential flow paths*. Geoderma, Vol. 119, Iss. 1-2, pp. 97–111.

Gonfiantini, R. (1978): *Standards for stable isotope measurements in natural compounds*. Nature, Vol. 271, pp. 534-536.

Gonfiantini, R. (1984): *Advisory Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations*. IAEA, Vienna, Austria, p. 75.

Grimes, W. R., Hampson, D.C., Larkin D. J., Skolrud, J. O., Benjamin, R. W. (1982): *An Evaluation of Retention and Disposal Options for Tritium in Fuel Reprocessing*. Report ORNL/TM-8261, Oak Ridge National Laboratory

Halász, B. (1975): *Rétegzett hidrogeológiai rendszerek sajátosságai*. Hidrológiai Közlöny, 55. évf., 11. sz., pp. 505-507



Heaton, T. H. E., Vogel, J. C. (1981): *“Excess air” in groundwater*. Journal of Hydrology, Vol. 50, pp. 201-216.

Hornberger, G. M. (1995): *New manuscript guidelines for the reporting of stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data*. Water Resources Research, Vol. 31, No. 12, pp. 2895-3343.

Horváth, I., Deák, J., Hertelendi, E., Szócs, T. (1997): *Hydrogeochemical investigations in the Tolna Hills area*. Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1996/2. sz., pp. 271-284.

IAEA (1992): *Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes in Precipitation*. Technical Reports Series, No. 331, IAEA, Vienna, p. 781.

Ijjász, E. (1939): *Grundwasser und Baumvegetation unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in der Ungarischen Tiefebene (A fatenyészet és az altalajvíz, különös tekintettel az alföldi viszonyokra)*. Erdészeti Kísérletek, 40. évf., 1-4. sz., pp. 159-269.

Ingraham, N. L., Shadel, C. (1992): *A comparison of the toluene distillation and vacuum heat methods for extracting soil-water for stable isotopic analysis*. Journal of Hydrology, Vol. 140, Iss. 1-4, pp. 371-387.

IUPAC (1998): *Isotopic Compositions of the Elements 1997 (Technical Report)*, Pure & Applied Chemistry, Vol. 70, No. 1, pp. 217-235.

Jenkins, W. J., Clarke, W. B. (1976): *The distribution of <sup>3</sup>He in the Western Atlantic Ocean*. Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts, Vol. 23, Iss. 6, pp. 481-494.

Jiansheng, C., Yongsan, W. (2008): *Study on The Unsaturated Soil Water Extracting for Stable Isotope*. Hohai University, Nanjing, China, pp. 950-953.

Kaufman, S., Libby, W. F. (1954): *The Natural Distribution of tritium*. Physical Review, Vol. 93, Iss. 6, pp. 1337-1344.

Kelemen, F. D., Ludwig, P., Reyers, M., Ubrich, S., G. Pinto, J. (2016): *Evaluation of moisture sources for the Central European summer flood of May/June 2013 based on regional climate model simulations*. Tellus Series A, Dynamic meteorology and oceanography, 68., Paper 29288.

Klump, S., R. Kipfer, O. A. Cirpka, C. F. Harvey, M. S. Brennwald, K. N. Ashfaque, A. B. M. Badruzzaman, S. J. Hug, D. M. Imboden (2006): *Groundwater dynamics and arsenic mobilization in Bangladesh assessed using noble gases and tritium*. Environmental Science and Technology, Vol. 40, Issue 1, pp. 243–250.

Klump, S., Tomonaga, T., Kienzler, P., Kinzelbach, W., Baumann, T., Imboden, D., Kipfer, R. (2007): *Field experiments yield new insights into gas exchange and excess air formation in natural porous media*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 71, Issue 6, pp. 1385-1397.

Kurtz, M. D., Jenkins, W. I. (1981): *The distribution of helium in oceanic basalt glasses*. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 53, Iss. 1, pp. 41-54.

Liebe, P. (1990): *A rétegvízkezeltek és nyomásszintek változása a Duna-Tisza közti hátságon és azok kihatásai a talajvízszintekre*. Szakértői vélemény, in: A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása, MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja, Szeged

Lippmann, J., M. Stute, T. Torgersen, D. P. Moser, J. A. Hall, L. Lin, M. Borcsik, R. E. S. Bellamy, T. C. Onstott (2003): *Dating ultradeep mine waters with noble gases and <sup>36</sup>Cl, Witwatersrand Basin, South Africa*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 67, Iss. 23, pp. 4597–4619.

Lucas, L. L., Unterweger, M. P. (2000): *Comprehensive Review and Critical Evaluation of the Half-Life of Tritium*. Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology, Vol. 105, No. 4, pp. 541-549.

Major, P., Neppel, F. (1988): *A Duna-Tisza közti talajvízszint-süllyedések*. Vízügyi Közlemények, 4. füz., pp. 605-626.

Major, P. (1990): *Talajvízszint-süllyedések a Duna-Tisza közén*. Szakértői közlemények. In: A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása (MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja), Szeged

Major, P., Neppel, F. (1990): *Válasz Szodfridt István hozzászólására*. Vízügyi Közlemények, 4. füz., pp. 402-406

Major, P. (1993): *A Nagy-Alföld talajvízháztartása*. Hidrológiai Közlöny, 73. évf., 1. sz., pp. 40-43.

Major, P. (2002): *Síkvidéki erdők hatása a vízháztartásra*. Az erdőgazdálkodás és a vízgazdálkodás kapcsolatáról c. szakmai konferencia, Budapest, 2002. május 23.

- Mamyrin, B. A., Tolstikhin, I. N. (1984): *Helium Isotopes in Nature*. Elsevier, Amsterdam
- Martel, D. J., Deák, J., Dövényi, P., Horváth, F., O'nions, R. K., Oxburgh, E. R., Stegena, L., Stute, M. (1989): *Leakage of helium from the Pannonian Basin*. *Nature*, Vol. 342, pp. 908-912.
- Marton, L., Erdélyszki, Zs., Rajner, V. (1980): *A környezeti izotópok vizsgálata Debrecen és a Nyírség rétegvizeiben*. *Hidrológiai Közlöny*, 60. évf., 2. sz., pp. 85-94.
- Marton, L. (2009): *Alkalmazott hidrogeológia*. ELTE Eötvös Kiadó, pp. 417-450.
- McKay, H. A. C. (1980): *Background considerations in the immobilization of volatile radionuclides*. *Management of Gaseous Wastes from Nuclear Facilities. Proceedings of IAEA/NEA (OECD) Symposium, Vienna, 1980, IAEA, Vienna, pp. 59-78.*
- Mercury, L., Pinti, D. L., Zeyen, H. (2004): *The effect of the negative pressure of capillary water on atmospheric noble gas solubility in ground water and paleotemperature reconstruction*. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 223, Iss. 1-2, pp. 147–161.
- Miháltz, I. (1953): *A Duna-Tisza köze déli részének földtani felvétele*. *A MÁFI Évi Jelentése az 1950. évről*, pp. 113–138
- Molnár, B. (1961): *A Duna-Tisza közti eolikus rétegek felszíni és felszín alatti kiterjedése*. *Földtani Közlöny*, 91. köt., pp. 300-315.
- Nicolet, M. (1957): *The aeronomic problem of helium*. *Annales Geophysicae*, Vol. 13, pp. 1-21.
- Nováky, B., Szesztay, K. (2002): *Éghajlat és víz a Kárpát-medence tájökológiájában*. *Hidrológiai Közlöny*, 82. évf., 6. sz., pp. 308-315.
- Ozima, M., Podosek, F.A. (1983): *Noble Gas Geochemistry*. Cambridge University Press, Cambridge
- Palcsu, L., Major, Z., Köllő, Z., Papp, L. (2010): *Using an ultrapure <sup>4</sup>He spike in tritium measurements of environmental water samples by the <sup>3</sup>He-ingrowth method*. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, Vol. 24, Iss. 5, pp. 698-704.
- Pálfai, I. (1990): *Összefoglaló ismertetés*. in: *A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodása*. MTESZ Csongrád megyei munkacsoportja, Szeged

Pálfai, I. (1993): *Talajvízszint-süllyedés a Duna-Tisza közén*. Vízügyi Közlemények, 4. füz., pp. 431- 434

Papp, L., Palcsu, L., Major, Z., Rinyu, L., Tóth, I. (2012): *A mass spectrometric line for tritium analysis of water and noble gas measurements from different water amounts in the range of microlitres and millilitres*. Isotopes in Environmental and Health Studies, Vol. 48, Iss. 4, pp. 494-511.

Péczely, Gy. (2006): *Éghajlattan*. Nemzeti Tankönyvkiadó

Raco, B., Dotsikab, E., Feronia, A. C., Battaglinic, R., Poutoukisd, D. (2013): *Stable isotope composition of Italian bottled waters*. Journal of Geochemical Exploration. Vol. 124, pp. 203-211.

Rakonczi, J. (2005): *A globális változások hatásai a Duna–Tisza köze vízháztartására*. In.: III. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei. CD kiadvány.

Rakonczi, J. (2006): *Klímaváltozás – aridifikáció - változó tájak (Climate change – aridification – changing landscape)*. In: Kiss–Mezősi–Sümegehy (szerk.): *Táj, környezet és társadalom*. pp. 593-601.

Rakonczi, J., Bódis, K. (2002): *A környezeti változások következményei az Alföld felszín alatti vízkészleteiben. (Consequences of environmental changes on the subsurface waters in the Great Hungarian Plain)*. In: Jakucs László, a tudós, az ismeretterjesztő és a művész, Mészáros, R. (Ed.), Pécs, pp. 227-238.

Rakonczi, J., Ladányi, Zs. (2010): *A sejthető klímaváltozás és a Duna-Tisza közti Homokhátság*. Forrás Folyóirat, 42. évf., 7-8. sz., pp. 140-152.

Révész, K., Woods, P. H. (1990): *A method to extract soil water for stable isotope*. Journal of Hydrology, Vol. 115, Iss. 1-4, pp. 397-406.

Richards, L. A. (1931): *Capillary conduction of liquids through porous mediums*. Physics, Vol. 1, No. 5, pp. 318–333.

Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfanti, R. (1993): *Isotopic patterns in modern global precipitation*. Climate Change in Continental Isotopic Records, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 1-3.

- Rónai, A. (1985): *Az Alföld negyedidőszaki földtana*. Műszaki könyvkiadó, Budapest
- Rudolph, J., Rath, H. K., Sonntag, C. (1984): *Noble gases and stable isotopes in  $^{14}\text{C}$ -date paleowaters from Central Europe and the Sahara*. In: *Isotope Hydrology*. IAEA, Vienna, pp. 467-477.
- Schlosser, P., Stute, M., Dörr, H., Sonntag, C., Münnich, K.O. (1988): *Tritium/ $^3\text{He}$  dating of shallow groundwater*. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 89, Iss. 3-4, pp. 363-374.
- Seress, T., Horváth, Á. (2009): *Konvektív jellegű, nagy csapadékhozamú rendszerek vizsgálata Magyarországon*. *Légkör*, 54. évf., 1. sz., pp. 5-10.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th., Šejna, M. (1998): *The HYDRUS 6.0 Code for Simulating the One-dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-saturated Media*. U.S. Salinity Laboratory. ARS-USDA. Riverside, CA.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., van Genuchten, M. Th. (2013): *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media*. Version 4.16, HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA, pp. 340.
- Solomon, D. K., Schiff, S. L., Poreda, R. J., Clarke, W. B. (1993): *A validation of the  $^3\text{H}/^3\text{He}$  method for determining groundwater recharge*. *Water Resources Research*, Vol. 29, Iss. 9, pp. 2951-2962.
- Solomon, D. K., P. G. Cook (2000):  *$^3\text{H}$  and  $^3\text{He}$* . In *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, Cook and Herczeg, eds., Kluwer Academic Press, pp. 397-424.
- Song, X., Wang, S., Xiao, G., Wang, Z., Liu, X., Wang, P. (2009): *A study of soil water movement combining soil water potential with stable isotopes at two sites of shallow groundwater areas in the North China Plain*. *Hydrological Processes*, Vol. 23, Iss. 9, pp. 1376-1388.
- Stute, M. (1989): *Edelgase im Grundwasser-Bestimmung von Palaotemperaturen und Untersuchung der Dynamik von Grundwasserfließsystemen*. Ph.D. thesis, University of Heidelberg

Stute, M., Deák, J. (1989): *Environmental isotope study ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$ , D, noble gases) on deep groundwater circulation systems in Hungary with reference to paleoclimate*. Radiocarbon, Vol. 31, No. 3, pp. 902-918.

Stute, M., Sonntag, C., Deák, J., Schlosser, P. (1992): *Helium in deep circulating groundwater in the Great Hungarian Plain: Flow dynamics and crustal and mantle helium fluxes*. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56, Iss. 5, pp. 2051-2067.

Stute, M., Schlosser, P. (1993): *Principles and applications of the noble gas paleothermometer*. In Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph Series, (eds. P. K. Swart, K. C. Lohmann, J. McKenzie, S. Savin: American Geophysical Union, Washington, DC. 78, pp. 89-100.

Stute, M., Deák, J., Révész, K., Böhlke, J. K., Deseö, É., Weppernig, R., Schlosser, P. (1997): *Tritium/ $^3\text{He}$  Dating of River Infiltration: An Example from the Danube in the Szigetköz Area, Hungary*. Ground Water, Vol. 35, No. 5, pp. 905-911.

Stute, M., Zheng, Y., Schlosser, P., Horneman, A., Dhar, R. K., Datta, S., Hoque, M. A., Seddique, A. A., Shamsudduha, M., Ahmed, K. M., van Geen, A. (2007): *Hydrological control of As concentrations in Bangladesh groundwater*. Water Resources Research, Vol. 43, W09417. pp. 1-11.

Szalai, J. (2011): *Talajvízszint-változások az Alföldön*. In: Rakonczai J. (szerk.): Környezeti változások és az Alföld. Nagyalföld Alapítvány Kötetei 7., Békéscsaba, pp. 97-110.

Szalai, J. (2012): *Az időjárási szélsőségek hatása a Duna-Tisza köze talajvízjárásának alakulására*. VI. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa, Budapest

Szesztay, K. (1993): *Az Alföld vízháztartása*. Vízügyi Közlemények, 4. füz., pp. 394-401.

Szilágyi, J., Kovács, Á, Józsa, J. (2012): *Remote-sensing based groundwater recharge estimates in the Danube-Tisza sand plateau region of Hungary*. Journal of Hydrology and Hydromechanics, Vol. 60, Iss. 1, pp. 64-72.

Szodfridt, I. (1994): *Az erdők és a talajvíz kapcsolata a Duna-Tisza közti homokhátságon*. A Nagyalföld Alapítvány kötetek 3. Békéscsaba, pp. 59-67.

Szőcs, T., N., Rman, Tóth Gy., A., Lapanje, Palcsu, L. (2011): *A Mura–Zala-medence felszín alatti vizeinek geokémiája*. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, pp. 123-143.

Sümeghy, J. (1953): *Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései*. Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről, pp. 83-107.

Szucs, P. (2014): *The role of hydrogeology in the Carpathian Basin*. microCAD 2014, A szekció: XXVIII. International Scientific Conference. University of Miskolc, CD kiadvány

Thomson, J. J. (1913): *Rays of positive electricity*. Proceedings of the Royal Society, A 89, pp. 1-20.

Tóth, J. (1963): *A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins*. Journal of Geophysical Research, Vol. 68, Iss. 16, pp. 4795-4812.

Tóth, J. (1995): *A nagy kiterjedésű üledékes medencék felszín alatti vizeinek hidraulikai folytonossága*. Hidrológiai Közlöny, 75. évf., 3.sz., pp. 153-160.

Tóth, J., Sheng, G. (1996): *Enhancing safety of nuclear waste disposal by exploiting regional groundwater flow: The Recharge Area Concept*. Hydrogeology Journal, Vol. 4, Iss. 4, pp. 4-25.

Ujházy, K., Gábris, Gy., Frechen, M. (2003): *Ages of periods of sand movement in Hungary determined: through luminescence measurements*. Quaternary International, Vol. 111, Iss. 1, pp. 91-100.

Urbancsek, J. (1977): *Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. VII. kötet. A pannon medence víztározói*. p. 546.

Urey, H. C. (1932): *A Hydrogen Isotope of Mass 2*. Physical Review, Vol. 39, Iss. 1, pp. 164.

Urey, H. C. (1947): *The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances*. Journal of the Chemical Society, pp. 562–581.

Visser, A., H. P. Broers, M. F. P. Bierkens (2007): *Dating degassed groundwater with  $^3\text{H}/^3\text{He}$* . Water Resources Research, Vol. 43, W10434

Vodila, G., Palcsu, L., Futó, I., Szántó, Zs. (2011): *A 9-year record of stable isotope ratios of precipitation in Eastern Hungary: Implications on isotope hydrology and regional palaeoclimatology*. Journal of Hydrology, Vol. 400, Iss. 1-2, pp. 144-153.

Völgyesi, I. (2006): *A homokhátság felszínalatti vízháztartása. Vízpótlási és visszatartási lehetőségek*. MHT XXIV. Országos Vándorgyűlés Kiadványa. Pécs

Weiss, R. F. (1970): *The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater*. Deep-Sea and Oceanographic Abstracts, Vol. 17, Iss. 4, pp. 721-735.

Wen-Hsing, Chiang (2006): *Processing Modflow PRO: A Simulation System for Modeling Groundwater Flow and Transport Processes*.

West, A. G., Patrickson, S. J., Ehleringer, J. R. (2006): *Water extraction times for plant and soil materials used in stable isotope analysis*. Rapid Communication Mass Spectrometry, Vol. 20, Iss. 8, pp. 1317–1321.

Wilson, G. B., G. W. McNeill (1997): *Noble gas recharge temperatures and the excess air component*. Applied Geochemistry, Vol. 12, Iss. 6, pp. 747–762.

Yurtsever, Y. (1975): *Worldwide survey of stable isotopes in precipitation*. Report Section Isotope Hydrology, IAEA, pp. 40.

Zheng, C., Wang, P. P. (1999): *MT3DMS: A modular three-dimensional multispecies model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems*. Documentation and User's Guide, Contract Report SERDP-99-1, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS.