

HIDROGEOLÓGIA

Title: 1. óra. Bevezetés, a víz körforgása, földi vízkészletek

Description: Bevezetés. A víz körforgása, földi vízkészletek, hidrológia alapegyenlete, a vízmérleg, nyílttűkrű és zárttűkrű rendszerek sajátosságai, vízáadó és vízzáró képződmények, repedezett és porózus rendszerek. Szemcseméret, porozitás, fajlagos hozam.

Title: 2. óra. A potenciál fogalma, meghatározása, példák. A Darcy-törvény és alkalmazásai

Description: A potenciál fogalma, meghatározása, példák. A Darcy-törvény és alkalmazásai. A szivárgási tényező, a permeabilitás és a transzmisszivitás, tárolási tényező, hozamok.

Title: 3. óra. Permanens és nem permanens rendszerek, a szivárgás alapegyenlete

Description: Permanens és nem permanens rendszerek, a szivárgás alapegyenlete. Analitikus megoldások: Dupuit-Thiem, Theis, Neumann, Hantush. (Magányos kutak és galériák környezetének hidraulikai viszonyai)

Title: 4. óra. A Tóth-féle egységmedence; potenciál-mélység függvények; lokális és regionális áramlási rendszerek

Description: A Tóth-féle egység medence, potenciál-mélység függvények, Lokális és regionális áramlási rendszerek, a hidrodinamikai paraméterek medencebeli eloszlása: ekvipotenciális felületek, áramvonalak. Beáramlási és kiáramlási területek. A regionális áramlás következményei.

Title: 5. óra. Geohidrológia elemei

Description: Geohidrológia elemei: csapadék, párolgás, beszivárgás, lefolyás, ariditás, stb. A vízföldtani kutatás és eszközei (vízszintmérés, vízhozammérés, szivattyúk és szivattyútesztek)

Title: 6. óra. Felszíni és fúróluk geofizikai módszerek hidrogeológiai alkalmazásai

Description: Felszíni és fúróluk geofizikai módszerek hidrogeológiai alkalmazásai; gravitációs kutatómódszer, lyukszelvényezés, karottázs vizsgálat, geomágneses kutató módszer, szeizmika

Title: 7. óra. Numerikus számítások: véges differencia, és véges elem modellek.

Description: Numerikus számítások: véges differencia, és véges elem modellek; véges differencia és véges elem módszer, esettanulmányok

Title: 8.óra. A felszín alatti vízkészletek típusai és a kitermelhető készlet számításának alapelvei

Description: A felszín alatti vízkészletek típusai és a kitermelhető készlet számításának alapelvei; parti szűrőrendszerek, talajvíz, rétegvíz, karsztos és repedezett rendszerek

Title: 9. óra. Magyarország geotermikus adottságai, hévízkészletek, porózus és karsztos tárolók

Description: Magyarország geotermikus adottságai, hévízkészletek, porózus és karsztos tárolók; geotermikus gradiens fogalma, konvektív, konduktív hőszállítási

Title: 10. óra. Felszín alatti vízkészletek védelme

Description: Felszín alatti vízkészletek védelme, aktív és passzív védelem. Védőidom meghatározása., a sérülékenységi és a szennyeződés-érzékenység

Title: 11. óra. Emberi tevékenység hatása a felszín alatti vizekre, transzportfolyamatok

Description: Emberi tevékenység hatása a felszín alatti vizekre, vízszintsüllyedések, vízminőség változások, vízminőség és vízkészlet védelem; transzportfolyamatok a felszín alatti vizekben

Title: 12. óra. Magyarország hidrogeológiája

Description: Magyarország hidrogeológiája, összefoglalás; vízkészletgazdálkodás és a VKI az EU vízkeretirányelv tükrében

1. ÓRA. BEVEZETÉS, A VÍZ KÖRFORGÁSA, FÖLDI VÍZKÉSZLETEK

Bevezetés:

A víz a földi életet lehetővé tevő alapvető vegyület, a bioszféra egyik lényeges hőmérséklet-szabályozója és a sejtekben lejátszódó biokémiai folyamatok oldószere. A víz az ember számára nélkülözhetetlen; biológiai szempontból táplálkozásunk alapvető része, nemcsak ivóvízként, hanem szilárd táplálékaink jelentős hányadát is víz képezi. Higiéniai szempontból tisztálkodásra, mosásra, egészségügyi szempontból, mint az üdülés, a vízi sportok és a gyógyászat /gyógy- és hévizeink/ révén jelentős tényezője. Meghatározó energiaforrás és energiahordozó.

A víz körforgása:

Az esőcseppre hosszú út vár, amikor a felhőből a Földre hull. A talajra érve elpárolog, vagy beszivárog. Felszíni lefolyás esetén, a folyókon keresztül a tengerbe juthat. Ott ismét elpárolog, majd csapadék formájában újra visszatér a Földre, ahol a ciklus újakezdődik. Ekképpen a víz a Földön állandó körforgásban van.

A vízkörforgást meghatározó éghajlat energiáját a Napból érkező hősugárzás biztosítja. A körforgalom fő folyamatai a párolgás (evaporáció), a növények párologtatása (transzspiráció) – egy szóval evapotranszspiráció –, a beszivárgás, a felszín alatti áramlások, a felületi vagy vonalas lefolyás. A párolgás során a Föld felszínéről jut víz a légkörbe, folyékony állapotból légneművé alakul, a légkör nedvességtartalmának elsődleges megjelenési alakja a vízpára. Légneműből a folyékonyba történő átmenetet kicsapódásnak nevezzük. A légkörből lehulló csapadék vagy az óceánokba, vagy a szárazföldre esik, a szárazföldre lehullt csapadék sorsa négyféle lehet (Marton L.2009):

- visszajut a légkörbe párolgással,
- a növényzet felfogja, majd párologtatja így megint a légkörbe kerül,
- beszivárog a talajvízbe és ott egy ideig tárolódik és a felszín alatti áramlás révén távozik el a kisebb potenciálú helyekre,
- a felszínen tavakban, folyókban gyűlik majd a tengerekbe illetve az óceánokba folyik.

Földi vízkészlet:

A Föld vízkészletének jelentős része, mintegy 97 %-a a tengerekben és óceánokban van jelen, amely magas sótartalma miatt, közvetlenül nem lehet sem ivóvízként, sem ipari vízként felhasználni, még mezőgazdasági célokra sem. A fennmaradó 2-3% ugyan édesvíz, azonban nagy része sarki jég formájában kötött állapotban található meg. Közvetlen ivóvíz-kitermelésre a Földön fellelhető összes víznek alig 0,3 %-a alkalmas, és ebben a mennyiségben már benne vannak a kitermelhető felszíni vizek, a folyók, a tavak édesvizei, valamint a felső rétegvizek is. Az édesvíz teljes mennyisége 40 millió km³ (beleértve jégben tárolt vizet is). 30 millió km³ a sarki jégsapkákban található meg, kb. 9 millió köbkilométer a felszín alatt tározódik, talajvíz és rétegvíz formájában. Ezekhez a vízádókhöz fúrások, kutak útján juthat hozzá az társadalom. A Föld vízkészletét a következő táblázatban mutatjuk be.

A víztartó megnevezése	A Föld		Európa	Magyaró.
	ezer km ³	%	ezer km ³	km ³
Óceánok és tengerek	1.320.000	97,15	-	-
Sós vizű tavak	104	0,008	3	-
Sós víz összesen	1.320.104	97,158	3	-
Sarki jégtakarók és gleccserek	30.000	2,207	-	-
Vízfolyások	1	0,000	0,80	2
Édesvizű tavak	125	0,009	1,0	3
Felszíni víz össz.	1.350.230	99,374	1,80	5
Talajvíz	67	0,005	5	47
Felszín alatti réteg- és mélységi víz	8.400	0,618	600	5000
Felszín alatti víz összesen	8.467	0,623	605	5047
Vízpára a légkörben	13	0,00095	0,27	24
Édesvíz összesen	38.605	2,8399	606,35	5054,4
Teljes vízkészlet	1.358.710	100,0	609,35	5054,4

1. Táblázat. A földön található vízmennyiség (<http://termtud.akg.hu>)

Hidrológia alapegyenlete:

A természetes vízkészletek nagysága földi méreteken állandó, mivel a csapadék és a párolgás egyensúlyban áll, ezért a Földön nincs tartós készlet növekedés, illetve csökkenés. A vízkészletet csak kisebb léptékben – a Földi léptékhez képest csak lokálisan – lehet növelni vagy csökkenteni, térbeli és időbeli eloszlását megváltoztatni.

A vízmérleg:

A vízmérleg azt az összefüggést jelenti, ami egy teljes vízgyűjtő természetes vízháztartását jellemzi összetevőinek (csapadék, párolgás, felszíni és felszín alatti lefolyás) alakulásán keresztül. Tartalmaz ezen felül egy összetevőt, amely a víz használatára irányuló emberi eredetű hatásoknak a vízmennyiségre gyakorolt befolyását tükrözi. A vízmérleg tehát, egy adott terület térben és időben, mennyiségben és minőségben változó vízkészletének meghatározza

Vízmérleg a telítetlen zónára:

$$\Delta V_{tn}/\Delta t = A \cdot (B_{fsz} - B_{tv} + E_{Ttv} - E_{Ttn}) \quad \text{és} \quad (P - E_{fsz} - L_{fsz} = B_{fsz})$$

A: vízgyűjtőterület (L²)

Δt : a vízmérleg időszaka (T)

ΔV_{tv} : a tárolt készlet megváltozása a telítetlen zónában (L)

B_{fsz}: beszivárgás a felszínen (L/T)

B_{tv}: beszivárgás a talajvízbe (L/T)

E_{Ttn}: evapotranszpiráció a talajból (L/T)

E_{Ttv}: felszivárgás (evapotranszpiráció) a talajvízből (L/T)

P: csapadék (L/T)

E_{fsz}: párolgás a felszínről (L/T)

L_{fsz}: felszíni lefolyás (L/T)

Nyílttükű és zárttükű rendszerek sajátosságai:

Nyílt (szabad) tükű vízadó:

Amennyiben a talajvíztükör felett vízáteresztő kőzetek települnek, a talajvíz tükrén a mindenkori térszíni légnyomás uralkodik. A talajvíz tükör felett a kapilláris erők által felemelt vizet tartalmazó szegély – a kapilláris tartomány – alakul ki. Efelett a víz hártavíz

formájában van jelen, ez az aerációs zóna (természetesen az utánpótlódástól függően ez a zóna is telítődhet). A víztest felső határvonala – vízszintje, egyben nyomásvonala – a vízáadó rétegben helyezkedik el.

Zárt tükrű (nyomás alatti):

Az a vízáadó, melyben a talajvíz szintje a vízáadó réteg felső szintjénél magasabbra emelkedne a lemeltyített kútban, mivel a vízzáró réteg leszorítja, nyomás alatt tartja azt. Ekkor a víztartó réteg fedőszintjén a légnyomásnál nagyobb ("artézi") nyomás van.

Repedezett és porózus rendszerek:

Több tulajdonság szerint is osztályozhatjuk a vízáadó képződményeket. A víztároló közeg szerint: karsztos (mészkövek és dolomitok, posztgenetikus pórusok); hasadozott vagy repedezett (bazalt, andezit, dolomitmurva, stb.); valamint porózus vízáadókat (szingenetikus pórusok) különíthetünk el. A hazai hagyományos felosztás szerint talajvízre, partiszűrészű rendszerekre és rétegvízre oszthatjuk fel a felszín alatti vizeket.

Parti szűrészű rendszerek:

Partiszűrészű ivóvízbázisaink felszínközeli helyzetükből adódóan sérülékeny földtani környezetben találhatók, nagyobb folyóink fiatal, a negyedidőszakban épített kavicssteraszain. E rendszerek utánpótlódásuk nagy részét a szomszédos felszíni vízből (folyó vagy állóvíz) kapják és a mederrel folyamatos hidraulikai kapcsolatban állnak (megcsapol vagy visszatáplál). Parti szűrészre alkalmas területek Magyarországon a következők:

1. Duna-partján: (Szigetköz, Szentendrei-sziget, Csepel-sziget).
2. Kelet-Magyarországi hordalékkúpok (Sajó, Hernád, Bódva, Maros).

Talajvízádók:

Általában a kis mélységben, (max. 20 m-ig) található első vízáadó szintet szokás talajvízádónak tekinteni. A talajvíz fő jellemzői: a felszín közeli rétegekben található, készletét a felszíni tényezők befolyásolják (csapadék és evapotranszpiráció), az első vízrekesztő réteig tart, legtöbbször nyílt tükrű, ritkábban enyhén nyomás alatti rendszer. Éves vízjárását téli, tél végi hullámhegy, nyári hullámvölgy jellemzi általában.

Rétegvízzadók:

A rétegvíz a kőzetek pórusaiban helyezkedik el két vízzáró réteg között. Olyan földtani egységek, melyek képesek tárolni és szállítani a vizet úgy, hogy a vízzadó kutakat táplálja. Általában konszolidálatlan homok, kavics, vagy homokkő, mészkő, dolomit. A szabad kifolyású rétegvíz az artézi víz.

Szemcseméret:

A szemcseméret eloszlás elméletileg valamely adott szemcseméretnél kisebb szemek tömegének az összes szemcse tömegéhez viszonyított hányadosa tömegarányban (vagy tömeg %-ban) kifejezve, ha valamennyi szemcse sűrűsége azonos. Ha a szemek sűrűsége nem azonos, akkor a szemcseméret eloszlást a szemek térfogat viszonyainak kifejezőjeként, térfogatarányban (vagy térfogat %-ban) kell megadni.

A szemcseméret a szabálytalan alakú, érdes felületű szemek idealizálásával, a helyettesítő, sima felületű gömb átmérőjével fejezhető ki. A szemcseméret meghatározása a szemek méret számára tekintettel nem egyenként, hanem halmazos eljárással, szemeloszlás vizsgálattal történik. A szemcseméret meghatározás szokásos eljárása 0,063 mm szemcseméret felett szitavizsgálat, 0,063 mm alatt pedig az üleptetés (Stokes törvényfelhasználásával).

Porozitás:

A kőzetek porozitása kialakulhat elsődlegesen (szingenetikusan), azaz ülepedéskor vagy megszilárduláskor (pl. gázbuborékok a hólyagos bazaltban, szemcseközi hézagok a törmelékes üledékekben). Ez az elsődleges porozitás azonban a diagenezis, illetve a metamorfózis során fokozatosan csökkenhet. Másodlagos (posztgenetikus) porozitásnak nevezzük a már kialakult kőzetben kinyíló repedések és egyéb folyamatok (pl. karsztosodás, fúrókagylók rögzülése stb.) nyomán keletkező pórusteret. A porózus közegben a pórusok térfogatának és a kőzet teljes térfogatának az arányát porozitásnak vagy hézagtérfogatnak nevezzük.

$$n = \frac{V_p}{V_p + V_{sz}} = \frac{V_p}{V_T}$$

ahol V_p a porusok térfogata, V_{sz} a szemcsék térfogata, V_T a teljes térfogat. A porozitás dimenzió nélküli mennyiség, és általában százalékban fejezzük ki.

A hidrogeológiában szokás még használni a hézagtényezőt, ami a pórusok térfogatának és a szemcsék térfogatának az arányát jelenti.

$$e = \frac{V_p}{V_{sz}}$$

ahol e a hézagtérfogatszám.

A hézagtérfogatszám kifejezhető a hézagterfogatával és fordítva:

$$e = \frac{n}{1-n}; \quad n = \frac{e}{1+e}$$

A definícióból adódóan a hézagtérfogatszám mindig nagyobb, mint a hézagterfogat!

Fajlagos hozam: más néven a leereszthető porozitás, az a mennyiség, ami kisebb vagy egyenlő az effektív porozitással, tehát a telített kőzetből vagy talajból a gravitáció hatására leürülő víztérfogat és a talajminta térfogatának viszonyszáma, dimenzió nélküli mennyiség, mely a nyílt tükrű vízállást jellemzi.

$$S_y = \frac{V_{wd}}{V_T}$$

ahol S_y a fajlagos hozam, V_{wd} a mintából leürült víztérfogat, V_T a minta teljes térfogata

A fajlagos hozam közel azonos az effektív porozitással, de valamennyi víz marad a homok és agyagszemcsékre tapadva a legtöbbször. (Freeze et. al 1979, Johnson 1967, Morris et. al 1967).

Irodalom:

Freeze, R.A. and J.A. Cherry. 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, NJ. 604 p.

Johnson, A.I. 1967. Specific yield — compilation of specific yields for various materials. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1662-D. 74 p.

Morris, D.A. and A.I. Johnson. 1967. Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials as analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey 1948-1960. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1839-D. 42 p.

Juhász József (2002) : Hidrogeológia. Akadémiai kiadó, Budapest, 1175 p.

Marton Lajos (2009): Alkalmazott hidrogeológia. ELTE Eötvös kiadó, 626 p.

<http://termtud.akg.hu/okt/7/5/vizkeszlet.htm>

<http://www.epito.bme.hu/vcst/oktatas/feltoltesek/BMEEOVK-SQ4/favvedelem3.ppt>

<http://www.gama-geo.hu/kb/okt/vk3/vk3j.pdf>

2. ÓRA. A POTENCIÁL FOGALMA, MEGHATÁROZÁSA, PÉLDÁK. A DARCY-TÖRVÉNY ÉS ALKALMAZÁSAI

Potenciál:

A potenciál “egy olyan fizikai mennyiség, amely egy áramlási közeg bármely pontjában meghatározható, és amely nagyságával meghatározza a szivárgás irányát oly módon, hogy a szivárgás mindig a nagyobb potenciálú hely felől a kisebb potenciálú hely felé történik.”

A potenciál abszolút értéke nem mérhető, csak egy viszonyítási ponthoz képesti értéke adható meg. Potenciálkülönbségek ugyanakkor egyszerűen meghatározhatók. A folyadék szivárgási potenciálját a porózus közegben a folyadék tömegegységre vonatkoztatott mechanikai energiájaként értelmezzük. A potenciál megváltozása az a munka, amit nyerünk, vagy veszünk, miközben a egységnyi vizsgált folyadék az áramlási térben az egyik pontból egy másik pontba jut. A potenciál-változás a két pont között jelentkezhet a helyzeti energia, a mozgási energia, illetve a nyomás vagy a folyadék-sűrűség megváltozásában (porózus közegben a sűrűség állandónak tekinthető a mozgási energia pedig elhanyagolható). A képződményekben a víz a potenciálkülönbségek hatására mozog (Marton Lajos, 2009).

$$\phi = gz + \frac{p - p_0}{\rho}$$

Ahol

Φ a potenciál;

g a gravitációs gyorsulás;

z a geodéziai magasság;

p_0 a nyomás az adott vonatkoztatási síkon;

p a a folyadék nyomása az adott pontban;

ρ a folyadék sűrűsége.

Az angol irodalomban a Φ erőpotenciált általában folyadékpotenciálnak nevezik (mértékegysége: $\text{Nm}^{-2} = \text{Pa}$).

$$\phi = gh = \frac{p}{\rho} + gz$$

ahol h a hidraulikus emelkedési magasság.

Darcy-törvény:

Henry DARCY (1856) tanulmányozta először a vizek mozgását porózus közegben. Egy mindkét végén nyitott hengert, amin két kis keresztmetszetű vízszintfigyelő csövet is elhelyezett, homokkal töltött meg, és folyamatosan vizet áramoltatott keresztül rajta addig, míg a két vízszintészlelő csőben állandósult a vízszint. Azt tapasztalta, hogy a kifolyó vízmennyiség arányos a henger két végén a megfigyelőcsövekben mért vízoszlopok magasságkülönbségével, a cső keresztmetszeti felületével és fordítottan arányos az áramlás során megtett úttal. Ezen kívül megállapította, hogy az időegység alatt kiáramló vízmennyiség arányos még egy a porózus közegre jellemző tényezővel is. Tapasztalatai alapján a következő egyenletet állította föl:

$$Q = -KA \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

ahol

Q: hozam ,

K: szivárgási tényező

A: felület

Δh : a hidraulikus emelkedési magasságkülönbség a két vízoszlop között

Δl : mérési pontok távolsága

Darcy-törvény szerint a hidraulikus emelkedési magasság különbsége határozza meg a felszín alatti víz áramlásának irányát. A hidraulikus emelkedési magasság azt fejezi ki, hogy mennyi az egységnyi víztömegre jutó mechanikai energia.

A Darcy-törvény hasznossága abban rejlik, hogy valós hidrogeológiai helyzetekben az áramlás leírására és előrejelzésére felhasználható. Például ha egy víztartóra jellemezni tudjuk a mechanikai energiaeloszlást – a víztartót harántoló kutakban észlelt nyugalmi vízszintek segítségével – akkor a folyadékáramlás intenzitása és a víztartóbeli hozam előre jelezhető (megfelelő közet- és fluidumtulajdonságokat feltételezve).

A szennyezők felszín alatti szállítódásának számításakor is ezeket az összefüggéseket kell használnunk. Az egységnyi keresztmetszeten átáramló szennyező hozam megállapításakor a fluxussal számolunk. A szennyező front előrehaladási ütemének becslésekor a lineáris sebességgel dolgoznak.

A szivárgási tényező:

A képződményeknek vízvezető képességét a **szivárgási tényező** jellemzi. A szivárgási tényező megadja azt az átlagos lineáris szivárgási sebességet, mely kialakul a képződményben egységnyi hidraulikus gradiens esetén. A szivárgási tényező sebesség dimenziójú $[L/T]$, szokásos mértékegysége a m/s vagy m/d; jele a K . A szivárgási tényező a kapcsolatot a szivárgás sebessége és a hidraulikus gradiens között tételzi fel, ezért értéke szükségszerűen függ a folyadék viszkozitásától.

$$K_i = \frac{K\mu}{\rho g}$$

Ahol

K_i a belső permeabilitás $[L^2]$;

K a szivárgási tényező;

g a gravitációs gyorsulás;

ρ a folyadék sűrűsége;

μ a folyadék viszkozitásával.

A víznél kétszer nagyobb dinamikai viszkozitású folyadék fele akkora sebességgel képes ugyanazon képződményen keresztülszivárogni, tehát a szivárgási tényezője is fele akkora, mint a vízé ugyanazon képződmény esetén.

A permeabilitás:

A talajt az áteresztőképesség, más néven permeabilitás, jellemzi, jele k , ami azt jelenti, hogy egy porózus anyag (közet vagy nem konszolidált anyagok) mennyire továbbítja folyadékokat. Az előző egyenletben említettünk a belső permeabilitást, ami felület dimenziójú szám $[L^2]$, használatos nem SI mértékegysége a darcy ($1 \text{ darcy} = 9,87 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$).

A permeabilitás nagysága nagymértékben függ a talaj részecske nagyságától, sűrűségétől, és a talaj víztartamától. Gyakorlatilag a mesterséges úton megnövekedett számú és méretű repedészónák következtében megnövekszik a permeabilitás mértéke.

Permeabilitást általában laboratóriumban Darcy-törvény alkalmazásával permanens körülmények között határozzák meg, vagy különböző folyadékok használatával a diffúziós egyenlet segítségével nem permanens áramlási viszonyokat feltételezve. Áteresztő képességet lehet mérni, közvetlenül a Darcy-törvény felhasználásával, vagy becsléssel (szemcse méret alapján) a tapasztalati úton levezetett képletek segítségével.

A transzmisszivitás:

Egy képződmény vízáradó képességét legjobban a szivárgási tényező és a vastagság szorzata jellemzi, melyet transzmisszivitásnak neveznek. Jele: T , dimenziója: $[L^2/T]$. Könnyen belátható, hogy ugyanakkora vízáramot képes szolgáltatni azonos feltételek esetén egy adott vastagságú és szivárgási tényezőjű réteg, illetve kétszer akkora szivárgási tényezővel jellemezhető, fele akkora vastagságú réteg.

$$T = Km$$

Ahol

T a transzmisszivitás;

K a szivárgási tényező;

M a vízáradó vastagsága.

A fajlagos tárolási tényező:

A fajlagos tárolási tényező az a vízmennyiség, amelyet az áramlási közeg egységnyi térfogata tárolni vagy kibocsátani képes egységnyi nyomásszintváltozás (növekedés vagy csökkenés) hatására, a nyomásszintváltozás a közet kompressziója, illetve a víz tágulása miatt jelentkezik.

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta)$$

Ahol

S_s a fajlagos tárolási tényező;

g a gravitációs gyorsulás;

ρ a folyadék sűrűsége;

α a közet kompresszibilitása;

β a víz kompresszibilitása;

n a hézagterfogat;

vízhozam:

A vízhozam a folyóvizek és víztermelő kutak teljesítményének mérőszáma. Minden olyan esetben vízhozamról beszélünk, amikor időegység alatt a vizsgált felületre bizonyos mennyiségű víz érkezik.

Folyóvizeknél a vízhozam a vizsgált időegység alatt a vizsgálati keresztmetszvénybe érkező vízmennyiséget jelenti. Rendkívül sok dolog befolyásolja. (sebesség, vízállás, medermorfológia stb.)

A vízhozamot több eljárással is számolhatjuk. Például egy klasszikus közülük: $Q=v \cdot A$, ahol a „ v ” a sebesség $[m/s]$ az „ A ” a nedvesített keresztmetszvény $[m^2]$.

Gyakorlati mérési eljárások felszíni vizek esetén: Danaidás mérés, forgószárnyas vízhozammérő, ultrahangos mérőműszer, köbözés, bukóval való mérés, stb.

Kutaknál is beszélhetünk vízhozamról. A vízáadó réteg hozamáról, „amiből a kút táplálkozik”, valamint a kútból kitermelhető vízhozamról. Ez azt jelenti, hogy tartósan mennyi vizet tudunk kitermelni a kútból. A kútból tartósan kitermelhető vízhozam függ:

a kút átmérőjétől (d),

a vízáadó réteg szivárgási tényezőjétől (K),

a vízáadó réteg telített vastagságától (H),

a leszívás mértékétől (s),

a leszívási sugár nagyságától (R).

A hidrogeológiában és Darcy törvény alapján fontos a fajlagos vízhozam (q), amit úgy kaphatunk meg, hogy a Darcy által felírt egyenletet osztjuk a cső „A” keresztmetszetével

$$q = K \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

Ahol

q a fajlagos vízhozam dimenziója [L/T].

Irodalom

Juhász József : Hidrogeológia. Akadémiai kiadás, Budapest,2002.

Marton Lajos: Alkalmazott hidrogeológia.ELTE Eötvös kiadó,2009

Henry Darcy, *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon* ("The Public Fountains of the Town of Dijon"), Dalmont, Paris (1856).

3. ÓRA. PERMANENS ÉS NEM PERMANENS RENDSZEREK, **A SZIVÁRGÁS ALAPEGYENLETE**

1. Permanens és nem permanens rendszerek

Mint arról már korábban volt szó, a felszín alatti víz porózus közegben szivárgó mozgással áramlik. Legáltalánosabban azt mondhatjuk, hogy a víz útja általában térgörbe alakjában kerüli meg a talajszemcsék sorozatát. A folyadék mozgások kinematikai osztályozása alapján elkülönítünk nempermanens (instacionárius, tranzienst, stady state flow), és permanens (stacionárius, unstaedy state flow) mozgástípusokat.

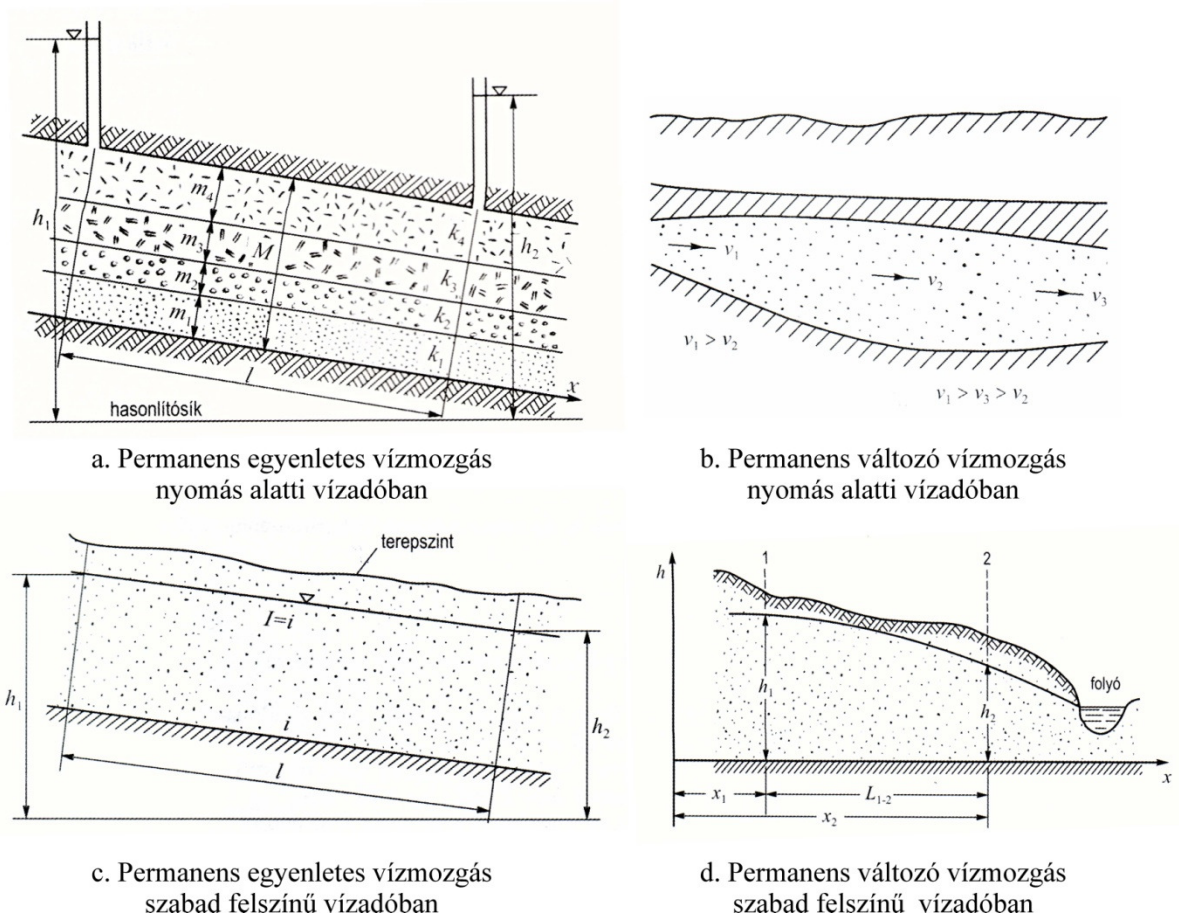
Permanens vízmozgásról akkor beszélünk, ha a mozgásjellemzők időben állandók, csupán helyről helyre változnak, tehát a sebességvektor csak a hely függvényében változik, az idő függvényében nem. A permanens vízmozgásokat tovább csoportosíthatjuk permanens egyenletes, és permanens változó típusokra. *Permanens egyenletes vízmozgás* esetén a sebesség nagysága állandó, csupán iránya változhat (Németh, 1963). A mozgás tipikus példája, nyomás alatti állandó vastagságú vízáradékban történő szivárgás, illetve szabad felszínű szivárgás esetén, ha a terepszint, és a vízzáró határsík párhuzamos egymással (Marton, 2009). *Permanens változó vízmozgás* esetén a rétegben áramló fajlagos vízhozam változatlan, de a sebesség helyről helyre változik. Ennek a mozgásnak tipikus példája nyomás alatti változó vastagságú vízáradékban történő szivárgás, illetve szabad felszínű áramlás esetén lejtős terepszint és vízszintes vízzáró esetén (1. ábra).

Nempermanens vízmozgás, a vízáramlás általános formája, ahol a sebességvektor térben és időben egyaránt változik. Ez azt jelenti, hogy az áramvonalak pillanatról pillanatra változnak. Gyakorlatilag szigorúan véve minden vízmozgás nempermanens, és csak bizonyos szakaszokat lehet kvázi-permanensnek venni (Marton, 2009).

2. A szivárgás alapegyenlete

A szivárgás alapegyenlete matematikai formában írja le a vízmozgás törvényszerűségeit. A szivárgást leíró alapvető összefüggés a Darcy-törvény; ezt a porózus közegben áramló folyadékok tömegmegmaradásának kontinuitási egyenletével (folytonossági egyenlettel) összeillesztve a szivárgás alapegyenletét kapjuk meg.

Az eredményként kapott parciális differenciál–egyenlet egymástól alig eltérő formában írható fel a permanens és nem permanens, telített közegbeli áramlás esetére, sőt kiterjeszthető a telítetlen közegbeli szivárgásokra is. Mindhárom esetre vonatkozóan megállapítható, hogy a kapott parciális differenciálegyenlet a matematikusok számára nagyon ismert, ezért megoldásukra vonatkozóan számos eljárást dolgoztak ki (Kovács, 2004).



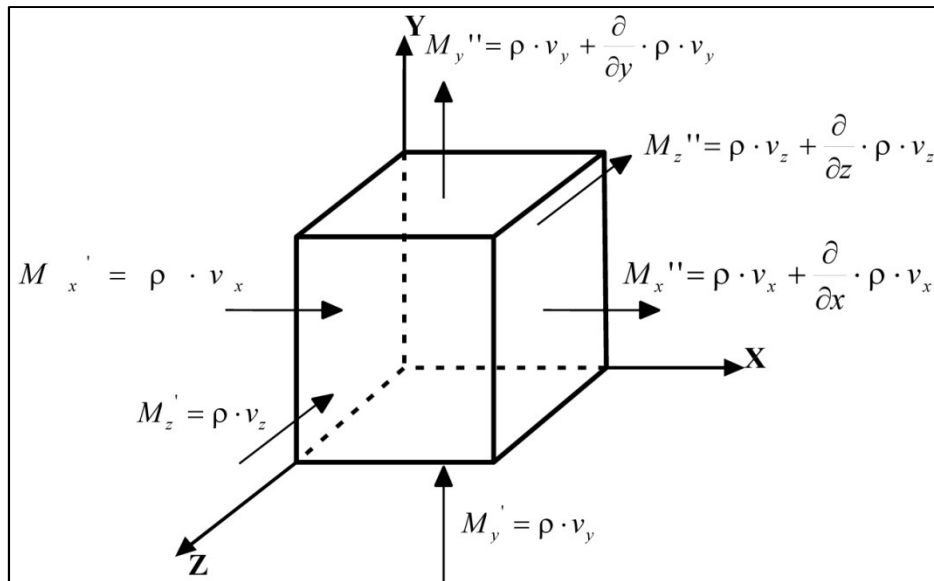
1. ábra Példa permanens egyenletes, és permanens változó vízmozgásra szabad felszínű és nyomás alatti vízadók esetén (Marton, 2009)

Folytonossági egyenlet: A folytonossági egyenlet kimondja, ha vesszünk a folyadéktér egy pontjának környezetében lévő egységnyi térfogati testet, akkor a folyadéktérből kiáramló tömegfluxus egyenlő a beáramló tömegfluxus és a változás összegével (2. ábra).

Ahol M' a beáramló tömegfluxus, M'' a kiáramló tömegfluxus, ρ a folyadék sűrűsége és v az

átlagos lineáris térfogati sebesség:

$$v_x = -K \cdot \frac{dh}{dx}$$



2. ábra Egységnyi térfogati testbe ki és beáramló tömeg fluxusok

A térfogategységben x irányban felhalmozódott

tömegfluxus:

$$dM_x = M'_x - M''_x = \rho \cdot v_x - \rho \cdot v_x + \frac{\partial}{\partial x} \cdot \rho \cdot v_x = \frac{\partial}{\partial x} \cdot \rho \cdot v_x$$

A teljes térfogategységben felhalmozódott

tömegfluxus:

$$dM = \frac{\partial(\rho \cdot v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho \cdot v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho \cdot v_z)}{\partial z}$$

Összenyomhatatlan folyadékok esetén a sűrűség kiemelhető, így a formula a következő képpen egyszerűsödik:

$$\frac{dM}{\rho} = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}$$

Tehát a sűrűségváltozás következtében fellépő

Darcy-törvény: A folytonosság egyenlet és a

A szivárgás általános alapegyenlete: Az

Ahol S_s a fajlagos tározási tényező, n pedig a hézagtérfogat (Domenico és Schwartz, 1998).

A fajlagos tárolási tényező az egységnyi nyomásszint-változás hatására a közet kompressziója miatt, illetve a víz tágulása miatt felszabaduló vízmennyiség összege, azaz

Ahol a közet kompressziója révén felszabaduló vízmennyiség: $dV_k = \alpha \rho g$

És a víz tágulása révén felszabaduló vízmennyiség: $dV_w = \beta n \rho g$

A fajlagos tárolási tényező tehát: $dV_k + dV_w = S_s = \rho g(\alpha + n\beta)$

ahol α a közet, β a folyadék kompresszibilitása és n a hézagtérfogat. A fajlagos tárolási tényező dimenziója [1/L], általában 1/m az SI rendszerben.

Egy m vastagságú telített rétegben (zárt tükrű vízádó) a *transzmisszivitás* $T=km$ és a *tárolási tényező* definíciószerűen $S=S_s m$: $S_s = \rho g(\alpha + n\beta)$

$$S = S_s m = \rho g m(\alpha + n\beta)$$

A tárolási tényező egy zárttükrű vízádóban megmutatja, hogy mekkora vízmennyiség szabadul fel egy egységnyi felületű részén a vízádónak, miközben a nyomásszint egységnyt csökken. A tárolási tényező dimenzió nélküli szám, nagysága a 0,005–0,00005 intervallumban szokott változni. (Székely F, 1986) szerint az Alföldön a tárolási tényező nagysága 0,001 körüli. A tárolási tényező vízrekesztő képződményekre is definiálható, azonban ebben az esetben az $n\beta$ tag elhanyagolható nagyságú (Kovács, 2004).

A szivárgás alapegyenletének legáltalánosabb formája tehát, ami megadja a zárt tükrű nempermanens esetre a folyadéktér egy pontjának környezetében lévő egységnyi térfogati testben a piezometrikus szint nagyságát bármely $t=0$ utáni pillanatban, ha ismert a kezdeti potenciál eloszlás (kiindulási feltétel), és a peremeken történő tömegfluxus kicserélődés

mértéke (perem feltétel):

$$\frac{\partial}{\partial x} \cdot \left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \cdot \left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \rho g(\alpha + n\beta) \frac{\partial h}{\partial t}$$

A szivárgás alapegyenletének speciális esetei:

A fentebbiekben vázolt egyenlet különböző speciális esetekben egyszerűsödik

Amennyiben a **közeg izotróp és homogén** a szivárgási tényező kiemelhető:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\rho g(\alpha + n\beta)}{K} \frac{\partial h}{\partial t}$$

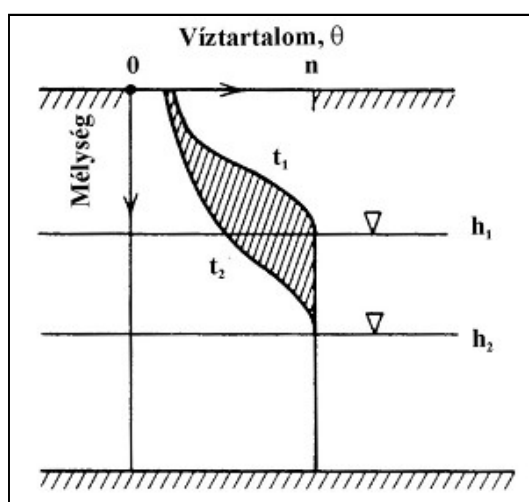
Amennyiben egy m vastagságú **horizontális vízadót tekintünk**, akkor a tárolási tényező $S = m \cdot S_s$, illetve a transzmisszivitás $T = k \cdot m$ és ekkor:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Amennyiben **nyílt tükrű** nempermanens vízadót vizsgálunk fajlagos tározási tényező helyett fajlagos hozammal kell számolnunk:

A nyílt tükrű rendszerben a víztárolási képességet a *fajlagos hozammal* jellemezhetjük. A *fajlagos hozam az a vízmennyiség, amennyi felszabadul egy egységnyi felületű, nyílt tükrű vízadóból miközben a nyomásszint egységnyi csökken.* A 3. ábra a víztartalom változását mutatja két időpontban (t_1 és t_2) a mélység függvényében. Az ábrán sraffozással jelölt, a görbék közötti terület nagysága arányos a felszabaduló vízmennyiséggel. Amennyiben a nyomásszint-változás éppen egységnyi, akkor a sraffozott terület éppen a fajlagos hozamnak megfelelő nagyságú. Amennyiben a telítetlen zónában tárolt vízmennyiségeket elhanyagoljuk, akkor a fajlagos hozam értéke megegyezik a szabad hézagtérfogat értékével.

A fajlagos hozam S_y értéke általában 0,01–0,3 közötti. A nagyobb értékek azt jelzik, hogy a pórusok nagy része leürül a nyomásváltozások hatására, a maximális vízkapacitás, azaz a vízmennyiség, amit a közet a gravitációs erő ellenében magában tartani képes, kicsi.



3. ábra A fajlagos hozam értelmezése

A fentebbi egyenletek mind tranziens esetekre vonatkoztak. **Permanens esetben**, izotróp közegben a térfogategységben tárolódott vízmennyiség nulla:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 = \nabla^2 h$$

Ez az egyenlet a matematikában jól ismert *Laplace–egyenlet*, melynek megoldása mutatja meg a h piezometrikus szint nagyságát bárhol egy háromdimenziós áramlási térben. Kétdimenziós esetben a Laplace–egyenlet megfelelő tagja kiesik, így kapjuk a nyomás–szint eloszlást a vizsgált sík mentén.

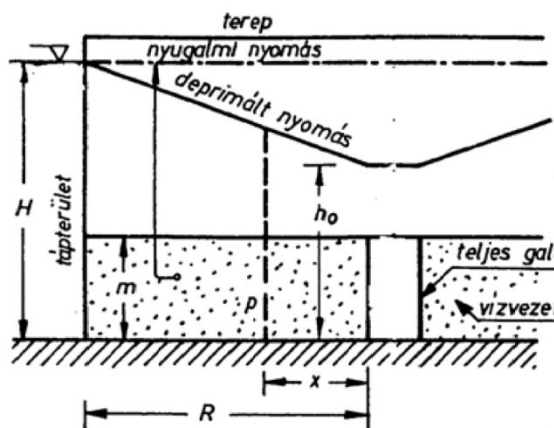
3. Analitikus megoldások (Magányos kutak és galériák környezetének hidraulikai viszonyai)

A szivárgás alapegyenletének *analitikus megoldásai tulajdonképpen az egyenlet integrálással való megoldását jelentik*. Az integrálás csak néhány esetben és kizárólag úgy oldható meg, ha néhány közegjellemzőt vagy egyéb paramétert a teljes rendszerben állandónak tekintünk és kihasználjuk a megoldandó probléma speciális tulajdonságait, pl. hengerszimmetriáját vagy végtelen hosszúnak tételezzük fel a vizsgált létesítményt. Az analitikus megoldás eredménye matematikailag általában egzakt, ritkább esetben közelítő, pl. sorba fejtéses megoldás. Az analitikus megoldások jellemzője, hogy az eredmény egy explicit összefüggéssel meghatározható (Kovács, 2004).

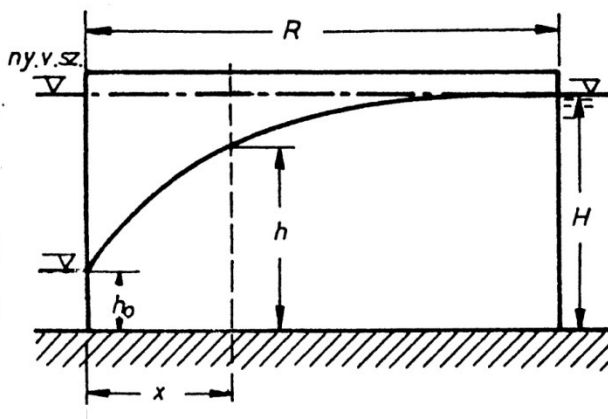
A következőkben áttekintjük a szivárgás alapegyenletének néhány analitikus megoldását, melyek segítségével számíthatjuk magányos kutak és galériák környezetének hidraulikai viszonyait, vízadók szivárgáshidraulikai tulajdonságait.

Dupuit, permanens eset zárt és nyílt tükrű rendszer

Vegyünk egy *végtelen hosszú galériát*, zárt és nyílt tükrű rendszerben, álló víz esetén, permanens áramlási helyzetben. Konstans vastagságú vízadót feltételezve a vízmozgás kétdimenziós síkáramlásként jellemezhetjük, tehát az áramlási tér egyik függőleges metszetét vizsgáljuk. Így tehát az egyik vízszintes koordináta feleslegessé válik (4. ábra). A megmaradt vízszintes koordinátát x –szel, a függőlegeset y -nal jelöljük. Tekintettel arra, hogy a nyomásszintek nem változnak y irányban, ezért ebben az esetben az áramlás egydimenziós áramlássá redukálható.



a. Zárt tükrű galéria számítási ábrája



a. Nyílt tükrű galéria számítási ábrája

4. ábra Zárt és nyílt tükrű galéria számítási ábrája

$$\frac{\partial h}{\partial y} = 0 \text{ és } \frac{\partial h}{\partial z} = 0 \quad \frac{d^2 h}{dx^2} = 0$$

Feladat: Az egyenlet integrálásával, és a peremfeltételek felírásával, határozzuk meg a nyomásszint változását, a lamináris (Darcy-féle) szivárgási sebességet, és a galéria egységnyi hosszúságú szakaszán belépő hozamot az m vastagságú réteget figyelembe véve.

Zárt tükrű galéria esetén:

Az $\frac{d^2 h}{dx^2} = 0$ egyenletet integrálva:

$$\frac{dh}{dx} = K_1,$$

majd tovább integrálva:

$$h = K_1 x + K_2,$$

azaz a piezometrikus szintek **zárttükrű galériánál a galériától mért távolság függvényében lineárisan változnak**, a szivárgás sebessége, ami a nyomásszintek első deriváltja állandó.

Tekintettel arra, hogy a nyomásszint a galériában h_0 a tápterület határán H , a megoldás két peremfeltétele $h=h_0$ az $x=0$ helyen és $h=H$ az $x=R$ helyen, ahol R a galéria távolhatása, vagy a végtelennek tekintett utánpótlódási hely (pl. folyó) távolsága. Behelyettesítve a peremfeltételeket a $h = K_1 x + K_2$ egyenletbe a K_1 és K_2 konstans értéke meghatározható:

$K_2 = h_0$ és $K_1 = \frac{H - h_0}{R}$, és ezért az egyenlet megoldása, a depressziógörbe egyenlete:

$$h = \frac{H - h_0}{R} x + h_0,$$

a lamináris (Darcy-féle) szivárgási sebesség pedig első deriváltja, az I hidraulikus gradiens és a szivárgási tényező szorzata, azaz

$$v = kI = k \frac{dh}{dx} = k \frac{H - h_0}{R}$$

A végtelen galéria egységnyi hosszúságú szakaszán belépő hozam az m vastagságú réteget figyelembe véve az adott irányból:

$$q_g = mv = mk \frac{H - h_0}{R}$$

Nyílt tükrű galéria esetén:

Nyílt-tükrű, oldalról táplált galéria esetén (**Hiba! A hivatkozási forrás nem található.**) az áramlási keresztmetszet nem állandó, hanem h nyomásszint függvényében változik.

A galéria hosszúságegységre eső hozama:

$$q_g = hv = h \cdot kI = kh \frac{dh}{dx} = k \frac{H^2 - h_0^2}{2R}$$

amiből a nyílt-tükrű galéria esetén **a depressziógörbe egyenletére egy gyökös összefüggést kapunk:**

$$h = \sqrt{\frac{2q_g}{k} x} + h_0$$

Duplit-Theim, permanens eset zárt és nyílt tükrű rendszer

Feladat itt is ugyan az: Az egyenlet integrálásával, és a peremfeltételek felírásával, határozzuk meg a nyomásszint változását, a lamináris (Darcy-féle) szivárgási sebességet, és a galéria egységnyi hosszúságú szakaszán belépő hozamot az m vastagságú réteget figyelembe véve.

Zárt tükrű galéria esetén:

Tekintettel a kút körül kialakuló depresszióstér hengerszimmetriájára, a Laplace egyenlet polár-koordinátás alakjára térünk át:

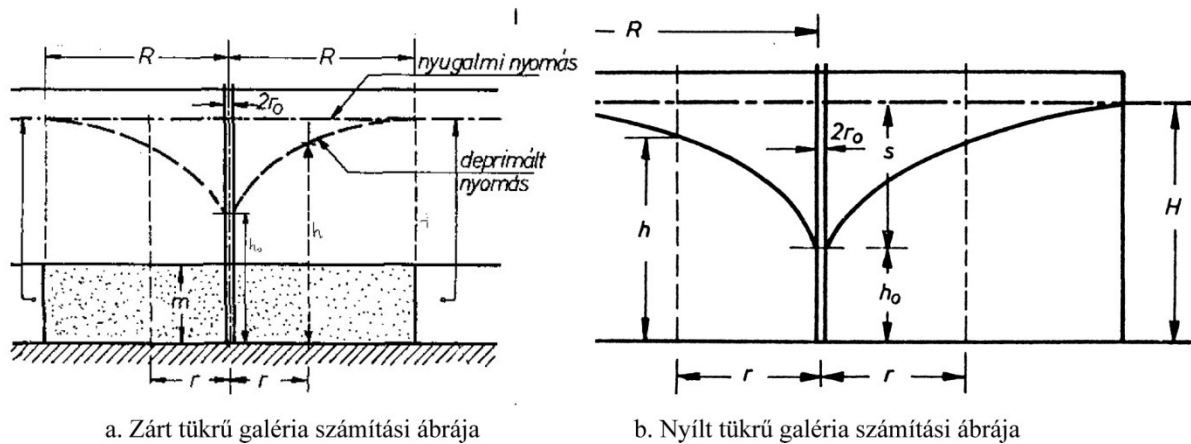
$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = 0.$$

Integrálva:

$$\frac{\partial h}{\partial r} = K_3 \ln r, \quad \text{majd}$$

$$h = K_3 \ln r + K_4,$$

azaz a piezometrikus szintek a magányos kútnál az r sugárirányú távolság függvényében logaritmikusan változnak, a szivárgás sebessége, ami a nyomásszintek első deriváltja a sugárirányú távolsággal logaritmikus összefüggésben áll (5. ábra).



Tekintettel arra, hogy a nyomásszint a kútban h_0 a tápterület határán H , a megoldás két peremfeltétele $h=h_0$ az $r=0$ helyen és $h=H$ az $r=R$ helyen, ahol R a kút távolhatása. Behelyettesítve a peremfeltételeket az előző egyenletbe a K_3 és K_4 konstans értéke meghatározható:

$$h_0 = K_3 \cdot \ln r_0 + K_4 \quad \text{és} \quad H = K_3 \cdot \ln R + K_4,$$

amiből

$$K_3 = \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \quad \text{és} \quad K_4 = H - \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \ln r_0,$$

azaz a depressziógörbe egyenlet az alábbi formában írható fel:

$$h = \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \ln r + H - \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \ln r_0.$$

A lamináris (Darcy-féle) szivárgási sebesség pedig az első derivált, az I hidraulikus gradiens és a szivárgási tényező szorzata, azaz

$$v = kI = k \frac{dh}{dr} = k \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \frac{1}{r}.$$

A nyomás alatti vízadót megcsapoló kútba áramló vízhozamot bármely r sugarú hengeren v sebességgel áthaladó víz mennyisége adja, ami zárttükűrű rendszerben:

$$Q = Av = 2r\pi n \cdot v = 2k\pi n \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}}$$

Nyílt tükűrű galéria esetén:

Az áramlási keresztmetszet (ami zárttükűrű esetben a hengerpalást felülete) az r sugárral a h nyomásszint függvényében változik, ezért a kút hozama:

$$Q = 2r\pi h v = 2r\pi h \cdot kI = 2r\pi k h \frac{dh}{dr}$$

A változókat szétválasztva:

$$\int_{r_0}^R \frac{1}{r} dr = \frac{2\pi k}{Q} \int_{h_0}^H h dh$$

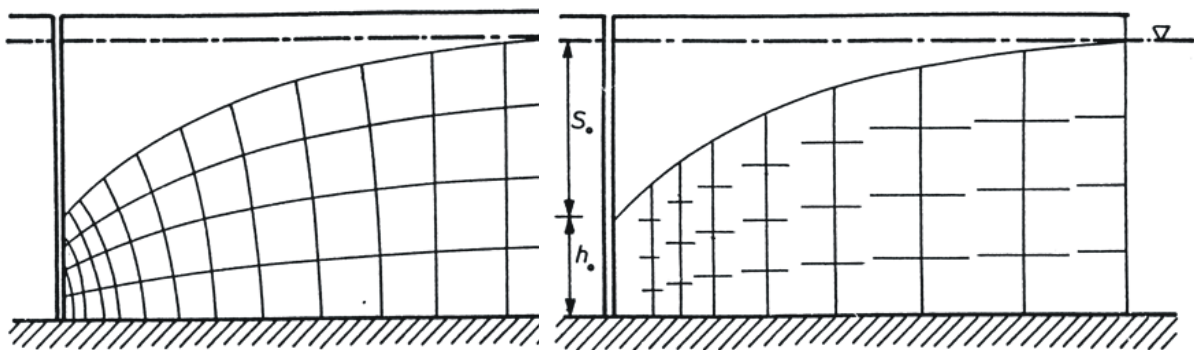
majd integrálva:

$$Q = k\pi \frac{H^2 - h_0^2}{\ln \frac{R}{r_0}}$$

Amennyiben az integrálást r és r_0 , valamint h és h_0 határok között végezzük el, akkor megkapjuk a depressziógörbe egyenletét:

$$h = \sqrt{\frac{Q}{k\pi} \ln \frac{r}{r_0} + h_0^2}$$

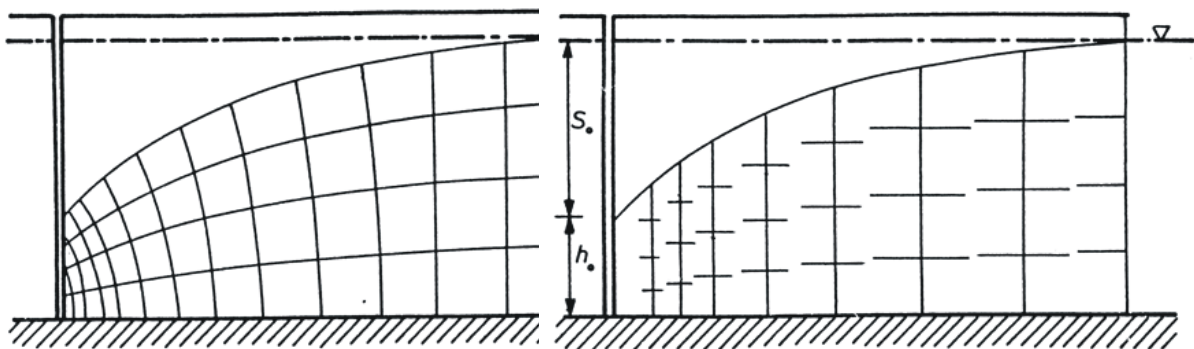
A megoldás ebben az esetben az áramtér Dupuit–Thiem-féle közelítésén alakul, vagyis hogy az ekvipotenciális vonalak függőlegesek, és az arra merőleges áramvonalak vízszintesek. Ezen feltételezés mellett az áramvonalak egy-egy görbévé nem köthetők össze, hanem szakadásuk van (



a. Valós áramkép

b. Duplit-Theiem-féle közelítés

6. ábra).



a. Valós áramkép

b. Duplit-Theiem-féle közelítés

6. ábra Egy kút körül kialakuló valós és a számításokhoz használt közelítőleges áramkép (Juhász, 1981)

Nempermanens áramlás teljes kúthoz nyomás alatti vízadóban

A fentebbiekben kutak körüli áramlást leíró egyenletrendszerekkel foglalkoztunk. Egy kút körül nem permanens esetben az időben változó depresszióstér számításához az alapegyenletből indulhatunk ki, melyet a hengerszimmetria miatt polár-koordinátákkal felírva alkalmazunk:

$$\frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial h}{\partial r} \right)$$

ahol $r = \sqrt{x^2 + y^2}$, $h = h(t, r)$.

vagy másképpen, felhasználva, hogy a s depresszió $s = H - h$

$$\frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial s}{\partial r} \right)$$

Ha a kút üzemelése $t=0$ időpontban kezdődött és Q =konstans hozammal folyik. Ebben az esetben a kezdeti és peremfeltételek: $s(t, r = \infty) = 0$, $s(t = 0, r) = 0$ és $Q = 2\pi T r \frac{\partial s}{\partial r}$, amennyiben $t > 0$.

Theis-féle megoldás

Megoldás az s depresszióra nézve $s(r, t) = \frac{Q}{T} f(u)$ helyettesítéssel lehetséges, ahol $u = \frac{S r^2}{4 T t}$,

$$\text{ekkor: } f(u) = -K_5 \int_u^\infty e^{-u} \frac{du}{u} + K_6,$$

a kezdeti és peremfeltételek behelyettesítésével: $s(t, r) = \frac{Q}{4 T \pi} F(u)$

$$\text{ahol } F(u) = \int_u^\infty e^{-u} \frac{du}{u}, \text{ és } u = \frac{S r^2}{4 T t}$$

$F(u)$ függvény sorba fejthető:

$$F(u) = -0,5772 - \ln(u) + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \dots + \dots -$$

Ha u kicsi (azaz a szivattyúzás kezdete óta eltelt t idő nagy, vagy a termelt kúthoz közel számítjuk a depressziót, azaz a r sugár kicsi): elegendő a sor első két tagjának figyelembevétele (Jacob-féle megoldás). Jacob szerint az elhanyagolás feltétele, hogy $u < 0,01$ vagy $F(u) > 4,0$. Az $F(u)$ függvényt Eiry függvénynek is nevezik és egyes szerzők $Ei(u)$ -val jelölik.

Theis-Jacob-féle megoldás

A Theis-Jacob-féle megoldás során a T transzmisszivitást állandónak tekintjük, ami implicit módon magában hordja a feltételezést, hogy vagy zárt tükrű, állandó vastagságú és homogén szivárgási tényezőjű a vízadó, vagy amennyiben nyílt tükrű a réteg, akkor olyan nagy vastagságú, hogy az okozott s depresszió elhanyagolható hozzá képest és emiatt válik a transzmisszivitás állandóvá.

Hantus-féle megoldás

Amennyiben a zárttükrű vízadó felett egy b' vastagságú, k' szivárgási tényezőjű szemipermeabilis réteg és a felett egy felső vízadó réteg található, akkor az alsó vízadóban létesített depresszió hatására a féligáteresztő rétegen keresztül a kútát tápláló szivárgás indul meg.

Ebben az esetben az alsó vízadó rétegre a szivárgás alapegyenlete:

$$\frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} - \frac{hk'}{Tb'}.$$

Az egyenlet analitikus megoldása: $s(t, r) = \frac{Q}{4T\pi} \int_u^\infty \frac{1}{y} \exp\left(-y - \frac{r^2}{B^2 y}\right) dy,$

vagy egyszerűbben: $s(t, r) = \frac{Q}{4T\pi} W\left(u, \frac{r}{B}\right),$ **(Hiba! Nincs ilyen stílusú szöveg a dokumentumban..40.)**

$$\text{ahol: } u = \frac{Sr^2}{4Tt}, \quad \frac{r}{B} = r \sqrt{\frac{k'}{kmb}}, \quad B = \sqrt{kmc}, \quad c = \frac{b'}{k}.$$

A megoldás $k'=0$ esetén, azaz ha a „szemipermeabilis” réteg „vízzáró”, a Theis féle megoldást adja eredményül.

Nempermanens áramlás teljes kúthoz nyílt tükrű alatti vízáradóban

Nyílttükrű rendszer esetére a fentebbi-módszerek nem korrektek, minthogy a számítások során feltétel a transzmisszivitás állandósága. Erre az esetre ismeretes a következő megoldás, ami a depresszió idő függvényét az alábbi formában vezeti le:

Neumann-féle megoldás

$$s(t, r) = \frac{Q}{4T\pi} W(u_A, u_B, \beta), \text{ ahol } u_A = \frac{r^2 S}{4tT}, \quad u_B = \frac{r^2 S_y}{4tT}, \quad \beta = \frac{r^2 k_v}{H^2 k_h},$$

ahol H a telített vízoszlop magasság, S_y a fajlagos hozam, S a tárolási tényező, T a transzmisszivitás.

Irodalom:

- Juhász, J. (1981): Áramlástan – Hidrogeológia, Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, pp. 113–114.
- Kovács, B. (2004): Hidrodinamikai és transzportmodellezés I.
- Marton, L. (2009): Alkalmazott hidrogeológia, Elte Eötvös Kiadó, Budapest
- Németh, E. (1963): Hidromechanika. Tankönyvkiadó, Budapest
- Neven, K. (1997): Hydrogeology and Groundwater Modeling, Lewis Publishers, Atlanta
- Székely, F. (1986): Felszín alatti vizek konvektív kémiai tömegtranszportjának numerikus modellezése, Hidrológiai Közlöny, 66. évf. 4-5. pp.255-259.

4. ÓRA. A TÓTH-FÉLE EGYSÉGMEDENCE; POTENCIÁL-MÉLYSÉG FÜGGVÉNYEK; LOKÁLIS ÉS REGIONÁLIS ÁRAMLÁSI RENDSZEREK

A 20. század második felében a hidrogeológia tudományának fejlődésére legnagyobb hatással Tóth József (Tóth, 1962, 1963) *felszín alatti vizek regionális áramlási rendszerei* elméletének megjelenése volt.

Amennyiben vizsgálatunk tárgya egy adott vízadó melyből kutakkal termelünk, és e termelés alapján szeretnénk a vízadónak és közvetlen környezetének paramétereit meghatározni, lényegében kúthidraulikai kérdésekkel foglalkozunk. Ellenben ha a vízadót egy olyan nagyobb áramlási rendszer részeként tekintjük, amelynek beáramlási és kiáramlási területe van, akkor a regionális hidrológiai kapcsolatokat ismernünk kell. (Marton, 2009)

A regionális áramlási rendszerek tanulmányozása történhet matematikai módszerek segítségével, a hidrodinamikai paraméterek vizsgálatával és esettanulmányok elemzésével.

A különböző áramlási rendszerek bemutatására áramképeket használunk, melyek valójában nem mások, mint a stacionárius áramlásra vonatkozó Laplace-egyenlet analitikus vagy numerikus megoldásai az adott üledékes medencére jellemző peremfeltételek mellett. A Laplace-egyenlet megoldását követően felrajzolhatóak az ekvipotenciális vonalak. Ekkor az ekvipotenciális vonalakra merőlegesen az áramlási vonalak is megadhatóvá válnak (ha a vizsgált medence homogén, izotróp). Abban az esetben, ha a megjelenítés során vertikális túlmagasítást alkalmazunk vagy a vizsgált medence fizikai tulajdonságai anizotróp jellegűek, az áramvonalak és a potenciálvonalak nem derékszögben metszik egymást. (Marton, 2009) Valós rendszerek áramképének megismerése esetén, mindig a legegyszerűbb elvi áramképekből kiindulva haladunk az egyre bonyolultabb valós áramképek felé.

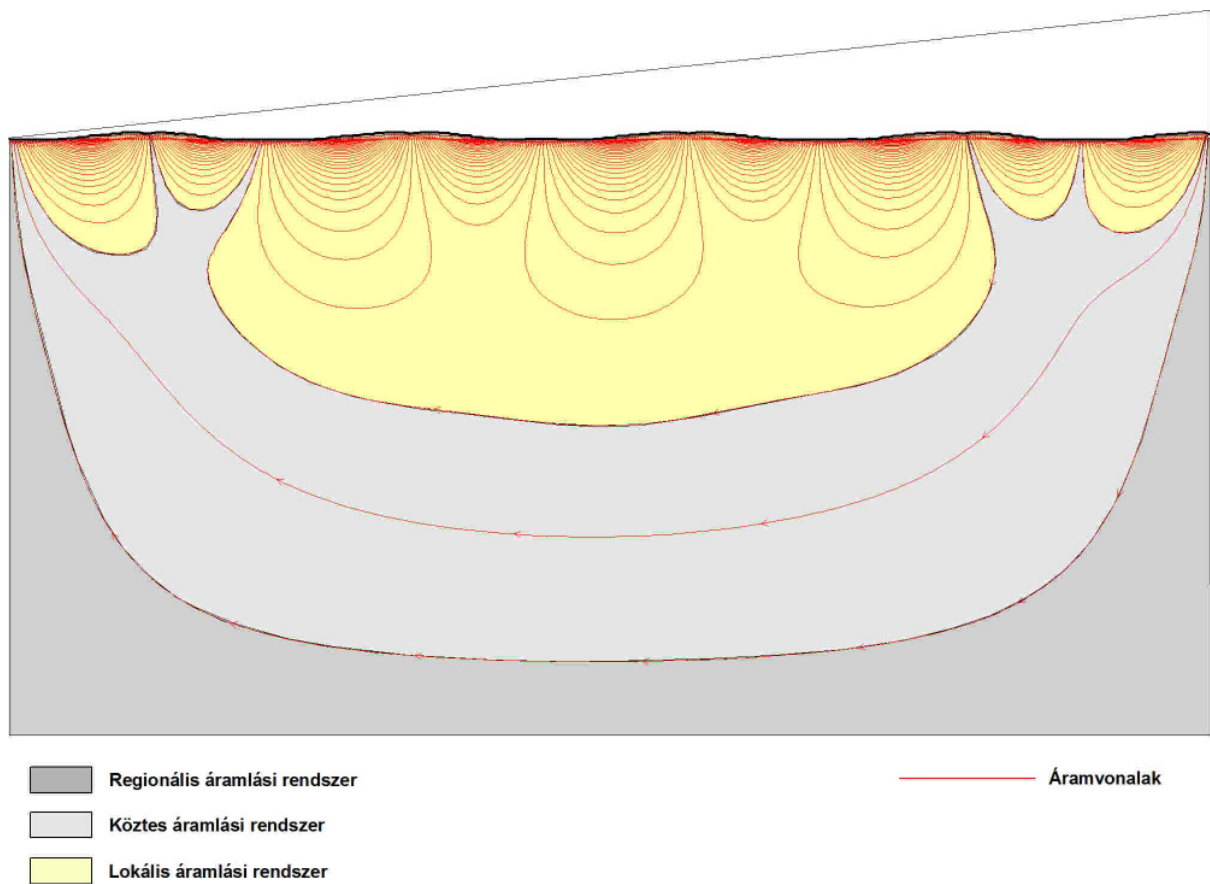
Az áramlási rendszerek egyszerűbb tárgyalásának érdekében a továbbiakban kétdimenziós vertikális szelvényeket vizsgálunk és Tóth József (1963) terminológiáját követjük.

A Tóth-féle egységmedence egy olyan geometriailag körülhatárolható térrész mely a következő tulajdonságokkal rendelkezik:

- egyenes lejtő határolja (a víztükör is egyenes lejtésű), illetve egyenes vonalakkal vagy szinuszgörbével leírható a felszín és a talajvíz bizonyos tompítással követi a domborzatot
- homogén (egyféle üledék alkotja)
- izotróp (fizikai tulajdonságai a tér minden irányában azonosak)

- a felszín kivételével impermeábilis határokkal rendelkeznek, azaz csak a felszíni csapadék táplálja és ez a mennyiség el is távozik a felszínen keresztül. A közeg oldalsó határai a völgyfenék és a felső vízválasztó vonala.

Tóth (1963) egy Edmontontól délre eső területen egy számos kis vízgyűjtő medencéből álló regionális áramlási rendszert vizsgált. Matematikai modelljének segítségével kimutatta, hogy minden medencében az áramlási rendszerek 3 típusa fordulhat elő a topográfiától és a medence geometriai alakjától függően: lokális, köztes és regionális. (1. ábra)



1. ábra: Az áramlási rendszerek típusai, Tóth (1963) alapján

Számos tanulmányban kimutatták, hogy a talajvízszint (olyan határfelület, mely a matematikai modellezés során a felső peremfeltételt adja) nyílt tükrű vízádókban ugyanolyan általános alakkal rendelkezik, mint a felszíni topográfia. A topográfiailag magasabb területeken beszivárgó vizek nagyobb potenciális energiával rendelkeznek, mint az alacsony területek felszín alatti vizei, ami a talajvízszintekben is tükröződik. (Fetter, 2001)

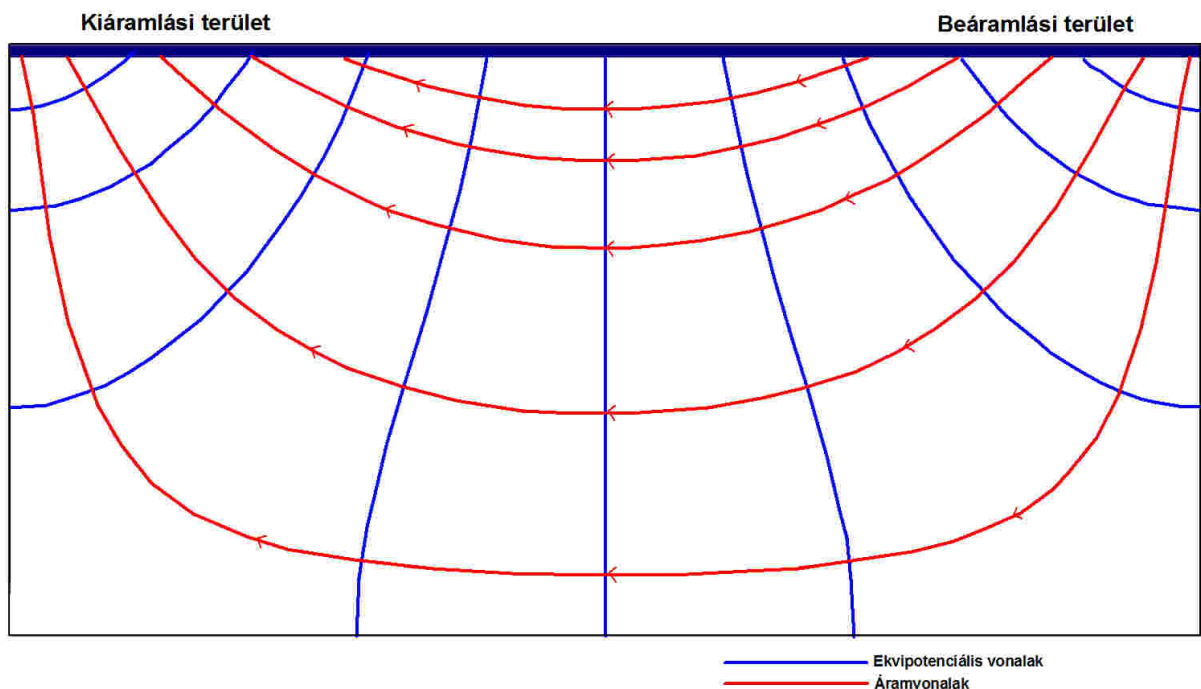
A regionális áramlási rendszereket a lokális áramlási rendszerekhez képest hosszú áramlási utak jellemzik. (Tóth, 1963) Azon vízádókban, melyek oldható kőzetanyagból

állnak a mineralizáció foka a kezdeti vízkémiától és a vízáradó közeivel való kölcsönhatás időtartamától függ. (Fetter, 2001)

A lokális áramlási rendszerek sekélyebbek, és rövid áramlási utakkal jellemezhetőek. Így a víznek rövidebb kontakt ideje van a kőzetekkel és kisebb a mineralizáltság foka, mint regionális rendszerek esetében. (Fetter, 2001) A lokális áramlási rendszereket a felszín alatti vizek gyors cirkulációja jellemzi, ezért a felszín alatti víz ezekben a rendszerekben sokkal aktívabban részt vesz a hidrológiai ciklusban, mint a regionális áramlási rendszerek. (Tóth, 1963)

Ha egy medencében a mélység szélesség arány nő, más áramlási rendszerek is kifejlődhetnek. A köztes áramlási rendszerek legalább 1 áramlási rendszert fognak közre. A medence mélység-szélesség arányának további jellemzője, hogy minél jellegzetesebb az unduláló víztükör reliefe, annál mélyebbre terjed ki a lokális áramlási rendszer. (Fetter, 2001)

Abban az esetben, ha a modellt egyenes lejtő határolja felülről, akkor csak egy regionális áramlási rendszer alakul ki, ahol az utánpótlódás a szelvény felső szakaszán, a megcsapolás pedig a szelvény alsó szakaszán lesz jellemző, és e szakaszok egymás mellett helyezkednek el. A kettő közötti választóvonal a terület közepén helyezkedik el. (2. ábra)



2. ábra: Regionális áramlási rendszer kialakulása egyenes lejtő esetén Tóth (1963) alapján

A természetben a térszín és vele együtt a talajvízszint is különböző mértékben változik, melynek eredményeként különböző rendű, hierarchikusan egymásra épült áramlási

rendszerek alakulnak ki. A kőzetek heterogenitása és a fizikai tulajdonságok anizotrópiája tovább módosítja az áramképet. (Marton, 2009)

Ha a víz egyik rétegből egy eltérő szivárgási tényezőjű ($K_1 \neq K_2$) rétegbe áramlik, akkor az áramlási irány megváltozik és az áramlási vonalak reflexiója lesz megfigyelhető. (Hubbert, 1940) A refrakció következménye, hogy ha $K_1 > K_2$, akkor az áramvonal a beesési merőlegeshez, míg ha $K_1 < K_2$, akkor a beesési merőlegestől törik.

Tóth (1962) kimutatta, hogy horizontális áramlásnál az eltemetett lencsék hatást gyakorolnak az ekvipotenciális vonalak kialakulására és az ehhez kapcsolódó áramképekre. Egy adott pontban piezométereket helyezett el különböző mélységekre, és ekkor azt kapta, hogy a kútban mért vízszint magassága a sekély kútban egyenlő a talajvízszinttel; a közepes mélységben elhelyezett kút esetében a vízszint kisebb, mint a talajvízszint; a mélyebb kút esetében pedig a vízszint magassága ismét egyenlő lett a talajvízszinttel. Ennek magyarázata, hogy a K szivárgási tényezőjű közegben egy eltemetett K' szivárgási tényezőjű közzettest volt, melyre igaz az hogy $K < K'$. Ez a nagy szivárgási tényezőjű zóna magába gyűjti az áramvonalakat az áramlás felőli részén, a lencse másik végén pedig éppen ellenkezőleg, az áramvonalak divergenciája lesz jellemző. A lencse áramlási irány szerinti felső végénél a potenciálszintek a felszíntől számítva a mélységgel csökkennek, és a lencsében lesznek a legkisebbek, majd a lencse alatt a mélységgel ismét növekednek.

Az összetett áramlási rendszerek jellemzői az úgynevezett stagnáló pontok jelenléte az áramlási mezőben, melyek különböző rendű áramrendszerek találkozásánál alakulnak ki. (Tóth, 1963) A stagnáló pontokban az áramlási mező vektorjainak magnitúdói egyenlő nagyságúak, de ellentétes irányúak és egymást kioltják. A hidraulikus potenciál nagyobb a stagnáló pontokban, mint bárhol máshol a környező régióban és az áramvonalak divergálnak a stagnáló pontok körül. A víz ezeken a területeken alig mozdul el, ezért szokták ezeket „pangóvizes” tartományoknak is nevezni. Stagnáló pontok csak teljesen homogén és izotróp közegben jöhetnek létre. (Fetter, 2001) A stagnáló pontok ismerete rendkívül fontos lehet, például a szénhidrogének csapdázódása miatt.

Egy adott földtani régióhoz tartozó felszín alatti vizek térben összefüggő tartományát az összes vizekhez kapcsolódó jelenséggel együtt hidraulikai rezsimnek nevezzük. A hidraulikai rezsim a felszín alatti vizek fizikai, illetve kémiai tulajdonságaival jellemezhető. Egy medencén belül három hidraulikai rezsimet különíthetünk el: beáramlási, kiáramlási és átáramlási rezsim. (Tóth, 1970)

Egy terület hidraulikai rezsim jellegének meghatározására az egyik lehetséges módszer a nyomás-mélység (p - z) profilok használata. A nyomás-mélység profil voltaképpen egy olyan

görbe, melyet a pórusfluidum nyomásából és a mérési pontok tengerszint feletti magasságából szerkesztünk. A mérési pontok a terület egy adott pontja alatt függőlegesen helyezkednek el. A nyomásprofilban bekövetkező éles törés általában a kőzetváz permeabilitásában bekövetkező szignifikáns vertikális változásra utalnak. Ezzel szemben a nyomásprofil vagy annak olyan szakaszai, melyekben nincsenek törések, relatíve homogén kőzetekre utalnak. Abban az esetben, ha a víz tiszta ($\rho = 1000\text{kg/m}^3$) a hidrosztatikus gradiens értéke $\gamma_{st} = 9,8067\text{MPa/km}$, ami a víz stagnálását vagy horizontális áramlását mutatja. (Almási, 2000)

Magasabb elevációjú, tehát beáramlási területeken $\gamma_{din} < \gamma_{st}$, míg alacsonyabb elevációjú területeken $\gamma_{din} > \gamma_{st}$, azaz a dinamikus nyomásemelkedés értékéből következtethetünk a hidraulikai rezsimre.

Üledékes medencék felszín közeli zónájában a gravitáció a kialakuló vízmozgások fő hajtóereje. (Marton, 2009) A létrejövő áramlási régiókat néhány jellegzetes tulajdonságuk alapján jellemezhetjük.

A beáramlási vagy utánpótlódási területek tulajdonságai:

- a topográfiailag magasabb területeken találhatók
- az áramlás függőleges komponense lefelé mutat, vagyis lefelé áramlás lesz jellemző
- a nyomás növekedése kisebb a hidrosztatikusnál
- annál alacsonyabbra emelkedik a víz, minél mélyebbre fúrunk
- a talajvízszint általában a felszínhez képest relatíve mélyen helyezkedik el
- nagy mechanikai és kémiai energiájú környezetek
- a geotermikus gradiens az átlagosnál kisebb mértékű növekedése
- szárazságtűrő (xerophita) növények megjelenése a felszínen

A kiáramlási vagy megcsapolási területek tulajdonságai:

- a topográfiailag alacsonyabb területeken találhatók
- az áramlás függőleges komponense a felszín felé mutat, vagyis felfelé áramlás lesz jellemző
- a nyomás növekedése nagyobb a hidrosztatikusnál
- annál magasabbra emelkedik a víz minél mélyebbre fúrunk
- a talajvízszint általában a felszínhez relatíve közelebb helyezkedik el
- a feláramló vizeket a medence többi részéhez képest általában nagyobb sótartalom jellemzi, mely a felszínen hozzájárulhat szikes talajok kialakulásához arid területeken
- a geotermikus gradiens az átlagosnál nagyobb mértékű növekedése

- a pozitív vízháztartási mérleg hatására a felszínt nedves talajok és vízkedvelő növények megjelenése jellemzi
- a kiáramlási területeket a felszínen általában források, patakok, vizenyős területek, tavak is megmutathatják.

Átáramlási vagy laterális áramlással jellemezhető területek:

- a vízáramlás irányának csak horizontális komponense van
- gyakorlatilag a két fenti különböző nyomásállapotú terület között húzódó sávot jelenti

A Tóth- féle egységmedence (1963) kialakulásának következményei:

- A felszín változása a víztükör hasonló undulációját vonja maga után.
- A víztükör adott pontjából kiinduló ekvipotenciális vonalak mentén a hidraulikus emelkedési magasság (h) megegyezik a kiindulási hidraulikus emelkedési magasságával.
- 3 áramlási rendszertípus alakul ki: beáramlási, átáramlási és kiáramlási területek.
- A megcsapolási zónában minél mélyebbre fúrunk annál magasabbra emelkedik a víz, a tápterületen pedig éppen fordítva, annál alacsonyabbra emelkedik a víz, minél mélyebbre fúrunk.
- Lesznek olyan területek, amelyek a lokális kiáramlási zónába tartoznak, de egyben regionális beáramlási területek is.
- Azonos kutakban különböző mélységben egymástól eltérő áramlási rendszerből származó vizet csapolhatunk meg.
- A regionális áramlási rendszerek és az advektív hőtranszport hatására geotermikus anomáliák alakulhatnak ki.
- Egy átszivárgó medencében, ha jól definiált áramlási áramképek fejlődnek ki és ezek geológiai értelemben véve megfelelően hosszú ideig maradnak fenn, akkor a vizek kémiai jellemzői szisztematikus térbeli eloszlást mutatnak. A teljes oldott szilárd anyag tartalom növekedni fog az áramlási utak mentén és a maximumát a stagnáló pontoknál és a kiáramlási területeken fogja elérni. (Almási, 2000) Egymáshoz közel eltérő korú és jelentős különböző kemizmusú vizeket találhatunk.
- Kiáramlási területeken nő a pórusnyomás, illetve csökken a hatékony feszültség a talajszemcsék között és a konszolidálatlan homokos, agyagos talajok szuszpendált állapotba kerülhetnek. Ha a kiáramlás lejtős területen történik, akár csuszamlások, suvadások is létrejöhetnek. Beáramlási területeken a talajszemcsék között a lefelé

irányuló áramlás miatt nő a hatékony feszültség, ezért bizonyos mértékű talajtömörödés mehet végbe. (Tóth, 1971)

A Magyar medencére vonatkozóan a legalapvetőbb munkának Erdélyi Mihály 1979-es *A Magyar-medence hidrodinamikája* című anyagát tekinthetjük, melyben Tóth József eredményeit felhasználva bemutatja a Pannon medencét jellemző hidrodinamikai és áramlási viszonyokat. Később jóval több adat felhasználásával Tóth József és Almási István 2001-ben jelentette meg tanulmányát, mely eddig a legátfogóbb és legrészletesebb elemzés a Pannon-medencéről.

A fenti munkák alapján (Erdélyi, 1979; Tóth és Almási, 2001) megállapítható, hogy:

- a Pannon-medencében többszintes áramlási rendszer alakul ki, melyben az egyes víztartók között hidrodinamikai kapcsolat (hidraulikai folytonosság) van.
- a Pannon-medencében elkülöníthető egy regionálisan nyílt tükrű gravitáció által hajtott és egy alsó, regionálisan zárt tükrű, mélység felé erősen túlnyomósos áramlási rezsim. A felső és az alsó áramlási rezsim közötti határ 200-1700m között változik és a kettő közötti átmenet lehet folyamatos vagy ugrásszerű. A felső áramlási rezsim a negyedidőszaki és részben a felső-pannon üledékekben lesz jellemző, míg az alsó áramlási rezsim a pliocén és részben a miocén üledékekben lesz jellemző.
- a felszín alatti áramlási rendszerek és a nyomásviszonyok kialakításában meghatározó szerepe van a gravitációnak illetve az aljzat tektonikus kompressziójának.
- a Pannon-medencében a legfontosabb regionális beszivárgási területek a Duna-Tisza köze, a Nyírség és a Deliblát. Ezeken a területeken a pleisztocén üledékeket főleg futóhomok, vékony löszös homok, és löszös üledék fedi, melyeken keresztül a csapadékból jelentős utánpótlódás zajlik. Az áramvonalak ezeken a területeken divergálnak és lefelé csökkenő potenciálú utánpótlódási területek jönnek létre.
- a Pannon medence mélyebb részein jellegzetes ártézi területek alakulnak ki. Az áramvonalak a mélyebb részeken és a folyóvölgyekben (pl. Tisza-völgy) összefutnak és lefelé növekvő potenciálú megcsapolási területek alakulnak ki.

Irodalomjegyzék:

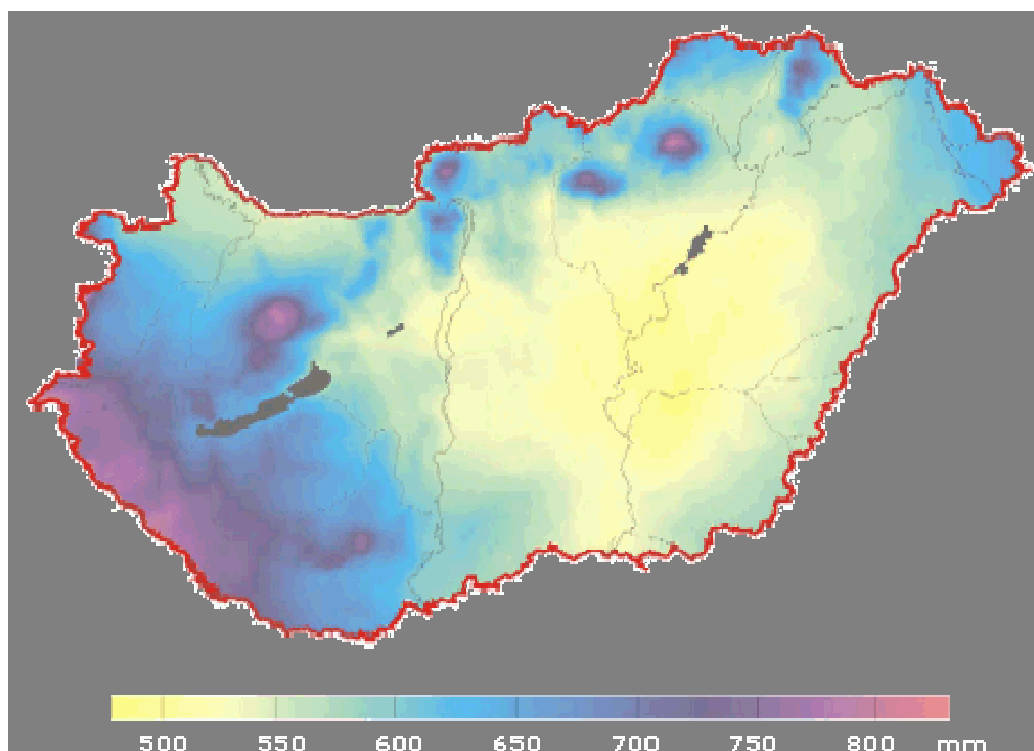
- Almási, I. (2000): Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary, PhD. értekezés, University of Alberta, Edmonton, p. 195
- Erdélyi, M. (1979): A Magyar-medence hidrodinamikája. VITUKI Közlemények 18, Budapest.
- Fetter, C. W. (2001) Applied hydrogeology, 4th edition: Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey
- Marton, L. (2009) Alkalmazott hidrogeológia, ELTE Eötvös Kiadó, p.626.
- Tóth, J. (1962): Theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. J. Geophys. Res. Vol. 67 (11): 4375-4387
- Tóth, J. (1963): Theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. J. Geophys. Res. Vol. 68 (16): 4795-4812
- Tóth, J. (1970): A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. Journal of Hydrology, 10: 164-176
- Tóth, J. (1971): Groundwater discharge: A common generator of diverse geologic and morphologic phenomena. Bulletin of the Internat. of Scientific Hydrology, XVI, 1.3.
- Tóth, J. – Almási, I. (2001) Interpretation of observed fluid patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. Geofluids, Vol. 1. No. 1, February 2001, pp. 11-36

5. ÓRA. GEOHIDROLÓGIA ELEMEI

A felszín alatti vizek fő utánpótlását a felszín felől beszivárgó vizek jelentik. Ennek fő forrása a csapadék. A beszivárgó vízmennyiség több tényezőtől függ. Közülük a legfontosabbak:

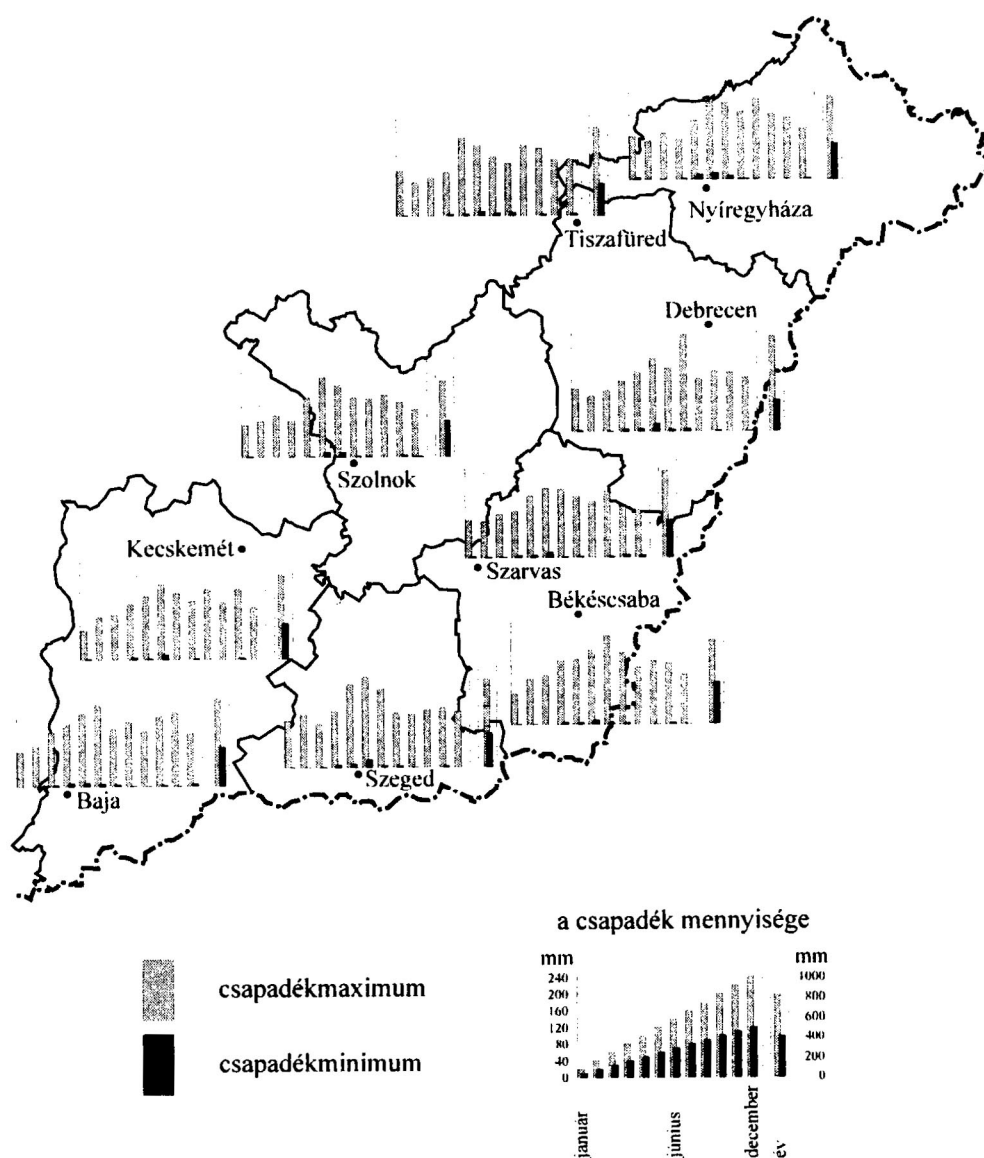
- a csapadék (mennyisége, halmazállapota, időbeli eloszlása),
- a párolgás (ehhez kapcsolódóan a hőmérséklet),
- a felszín és a felszínközeli rétegek tulajdonságai (lejtőviszonyok, anyag, szivárgási tulajdonságok).

A csapadék mennyiségének mennyisége hazánkban sokéves átlagban 600 mm körül alakul, ez azonban területileg jelentős különbségeket mutató adatokból áll össze (1.ábra). Míg Nyugat-Magyarországon 800 mm körül alakul az éves átlag (bár az utóbbi évtizedek csökkenése nyomán inkább 750 mm a valós), az Alföld középső részein a 450 mm-t is alig éri el. Még nagyobb a különbség, ha egy-egy év adatát nézzük. Például 1937-ben Kőszegen 1510 mm-t mértek (ezt a csúcs még meg is dőlhet 2010-ben), 2000-ben Szegeden viszont csupán 203 mm-t.



1. ábra. A csapadék átlagos év mennyiségének területi megoszlása Magyarországon 1961-1990
(Forrás: OMSZ)

Ha az éven belüli szélsőséget vizsgáljuk még nagyobb különbségeket tapasztalunk. Nem véletlenül mondják, hogy hazánk kontinentális éghajlatának természetes velejárója a szélsőséges csapadékeloszlás. Könnyen meggyőződhetünk erről, ha rápillantunk néhány alföldi meteorológiai állomás adataira: az eddig mért havi minimális csapadék értéke a hónapok döntő többségében 0, vagy azt megközelítő, míg a maximális érték meghaladja a 100 mm-t, de nem ritkán a 150, esetenként pedig a 200 mm-t is (2. ábra). Mindez azt mutatja, hogy az Alföldünkre jellemző 500–600 mm csapadék harmada, negyede akár egyetlen hónap alatt is lehullhat.



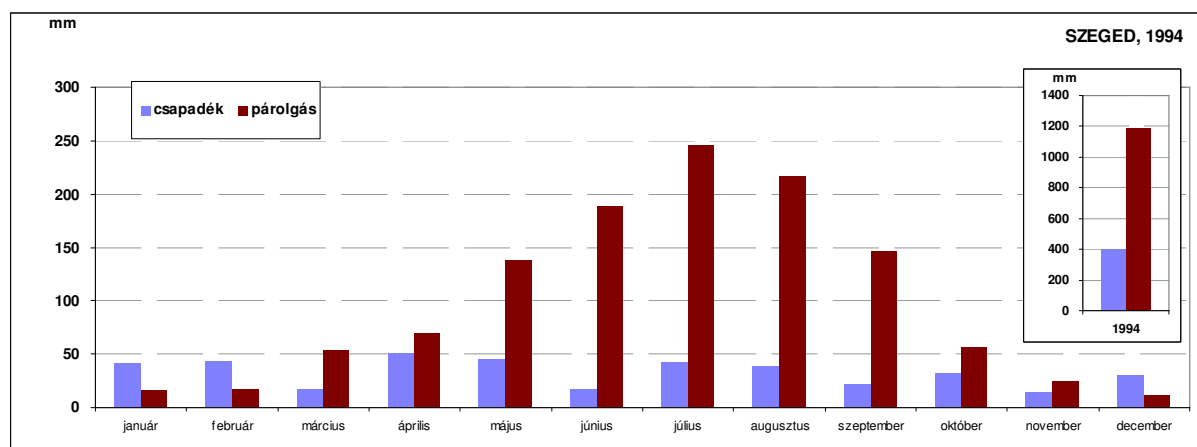
2. ábra. Havi és évi csapadékmaximumok és minimumok az Alföldön

Az ár- és belvízi helyzetek kialakulásában még inkább veszélyes az, hogy előfordulnak rövid idő alatt lehulló nagy csapadékok: egy nap, sőt ritkábban egy óra alatt akár 50–100 mm is. A hazai rekord a Heves városában 1988. augusztus 23-án 60 perc alatt lehullott 120 mm. (De ezek az adatok is eltörpülnek attól a tőlünk csak néhány száz kilométerre mért értéktől, ami az 1997. évi csehországi árvíz elindítója volt, s ahol néhány nap alatt az éves csapadékátlaghoz közeli mennyiségű eső hullott.) Az egy nap alatt hullott legnagyobb mennyiség hazánkban 260 mm volt (Dad, 1953. június 9.).

A csapadék mennyisége és időbeli eloszlása azért fontos a felszín alatti vízkészletek vízpótlása szempontjából, mert ha az meghaladja a beszivárgási lehetőségeket, és a felszínnek lejtése van, akkor lehulló csapadék egy része elfolyik a felszínről (felszíni lefolyás).

A beszivárgás szempontjából fontos még a csapadék halmazállapota és a hőmérséklet is. Ha ugyanis a csapadék szilárd állapotú, vagy a felszín fagyott, nincs lehetőség az azonnali beszivárgásra. Ilyen esetben előfordulhat, hogy a lehullott csapadék nem tud helyben beszivárogni. Például a havat elfújja a szél, vagy az olvadás során a még fagyott talajon át beszivárogni nem tudó víz lefolyik a területről, de néhány éve arra is volt példa, hogy a hó számottevő része (olvadás nélkül) szublimált a felszínről.

A párolgás a legjelentősebb tényező, ami a potenciálisan beszivárgó csapadék mennyiségét csökkentheti. A párolgás nagysága a hőmérséklettől, illetve a rendelkezésre álló vízmennyiségtől függ. Hazai területeinken a szabad vízfelszín párolgása, amit tekinthetünk potenciális párolgásnak is (600-700 mm) éves szinten többnyire meghaladja az éves csapadék mennyiségét. Mivel a párolgás a hőmérséklettől függ, éves alakulása nyári maximumot és téli minimumot mutat (3. ábra). Nyári időszakban a potenciális párolgás értéke gyakran lényegesen meghaladja a tényleges párolgást. Az ábra jól mutatja, hogy a példának választott Szegeden csupán 3 olyan hónap volt az évben, amikor a csapadék kissé nagyobb volt a potenciális párolgásnál. Ugyanakkor a májustól szeptemberig tartó időszakban a potenciális párolgás 100-200 mm-rel is nagyobb volt a csapadéknál, így ebben az időszakban a csapadéknak felszíni lefolyásra vagy beszivárgásra alig van lehetősége, hiszen nem áll rendelkezésre elegendő vízkészlet. Éves szinten ebben az évben a csapadék alig harmada volt a potenciális párolgásnak.



3. ábra. A csapadék és a nyílt vízfelszín párolgásának havi és évi értéke Szegeden 1994-ben

A felszín lejtése és a felszínközeli rétegek tulajdonságai szintén jelentősen befolyásolhatják a beszivárgást. Nagy lejtésű felszíneken ugyanis a csapadék nagyobb része azonnal elfolyik, azaz nincs lehetősége beszivárogni. Az ilyen területeken a talajműveléssel, növényzettel, műszaki beavatkozásokkal (pl. teraszosítással) lehet visszatartani a csapadékot. A felszínt alkotó képződmények segíthetik vagy gátolhatják a beszivárgást. Tömör kőzetfelszíneken (pl. bazalt, andezit) lényegében akadályozott a beszivárgás, repedezett vagy mállott felszíneken (mészkö, dolomit, esetenként a gránit) gyakran korlátozott a beszivárgás. Síksági területeinken a felszíni üledékek jellege alakítja a beszivárgást (homokos területeken kedvező, agyagos képződmények esetén viszont nagyon korlátozott).

Egy adott területen beszivárgó (tározódó) vízkészlet mennyisége (T) a fentiek alapján a csapadéktól (Cs), a párolgástól (P), az elfolyás (E) és hozzáfolyás (H) egyenlegétől függ:

$$T = Cs - P + H - E$$

Azokon e területeken, ahol lehetőség van talajvíz kialakulására, annak alakulását a fenti tényezők időbeli alakulása szabja meg. (Mint a későbbiekben látni fogjuk, az elfolyás és hozzáfolyás több természetes és mesterséges részfolyamatból tevődhet össze.)

A talajvíz fogalma, a talajvízszint észlelése, a talajvíz menetgörbéje

A magyar szakirodalom az első vízzáró felett összegyűlő, a pórusokat kitöltő (azaz már kétfázisú rendszerben előforduló) vizet talajvíznek, a mélyebben elhelyezkedő vizeket rétegvíznek nevezi. A külföldi szakirodalom nem különíti el a kétfázisú rendszer vizeit, hanem egységes megnevezést használnak rá. Ez azt jelenti, hogy például az angol groundwater magyar megfelelője a felszín alatti víz (és nem a gyakran használt talajvíz). Bár a talajvíz megnevezés magyarul is megtévesztő, hiszen gyakran nem a talajban (hanem mélyebben) helyezkedik el, kiemelése a felszín alatti vizek közül számos gyakorlati megfontolásból indokolt.

A talajvízszint elhelyezkedésének igen fontos gyakorlati jelentősége van: a növényzet számára sokfelé a talajvíz biztosítja a folyamatos vízpótlást, elhelyezkedése (és minősége) jelentősen befolyásolja az építmények alapozását, de évszázadokon át sokfelé az ember ivóvízellátása szempontjából is kiemelt szerepe volt. Éppen ezért helyzetét hosszabb ideje tudományos igénnyel regisztrálják. Magyarországon Rohringer Sándor vezetésével 1929-ben kezdődött meg az észlelő kutak kiépítése főként a Duna–Tisza közén. Az 1950-es évektől a kutak telepítése felgyorsult, és az 1980-as évek elejére az ún. törzskutak száma megközelítette a kétezret. Ezeken túl egyes nagyobb létesítmények környezetében, vagy például vízminőség ellenőrzésére hosszabb-rövidebb időre telepítenek/telepítettek megfigyelő vagy monitorozó kutakat. Az 1950-es évek első felében Rónai András irányításával átfogó talajvíz-térképezés is történt. Ennél a munkánál a megfigyelő kutak adatai mellett felhasználták mintegy 1,2 millió ásott kút adatait is.

A talajvízszint helyzetét általában annak felszín alatti relatív mélységével (többnyire cm-ben megadva) szokták jellemezni, de megadható annak tengerszint feletti magassága is (abszolút talajvízszint). A leggyakrabban használt hazai statisztikai forrás (Vízrajzi Évkönyv sorozat) a havi átlagos talajvízmélységet közli, és ebből, valamint az adott kút állandó adataiból (geodéziai koordináták, kútperem magassága) szükség esetén pontosan meghatározhatók az abszolút adatok is. Fontos felhívni a figyelmet arra a nyilvánvaló tényre, hogy az adatforrásokban szereplő (relatív) talajvízállás adatok a talajvízszint mélységét jelölik, tehát a nagyobb szám mélyebben elhelyezkedő vízszintet jelez. (Grafikus ábrázolásoknál ez gyakran szokott gondot okozni.)

A talajvíz mélységének jellemzésére több mutatót használnak. A középvíz (KÖV) egy időszak (hónap, év) alatt mért vízállások számtani átlaga. A kisvíz (KV) egy időszak alatt regisztrált legmélyebb vízállást mutatja. (Miután az adatforrások talajvízmélységet közölnek, a negatív előjelet nem jelölik, így valójában a számszerűleg legnagyobb érték jelenti az adott időszak kisvizét!) Nagyvíznek (NV) az adott időszak legmagasabb vízállását mutatja. A teljes mérési időszak során (azaz az észlelő kút teljes működése alatt) mért legalacsonyabb vízállást legkisebb víznek (LKV), a legmagasabbat legnagyobb víznek (LNV) nevezik.

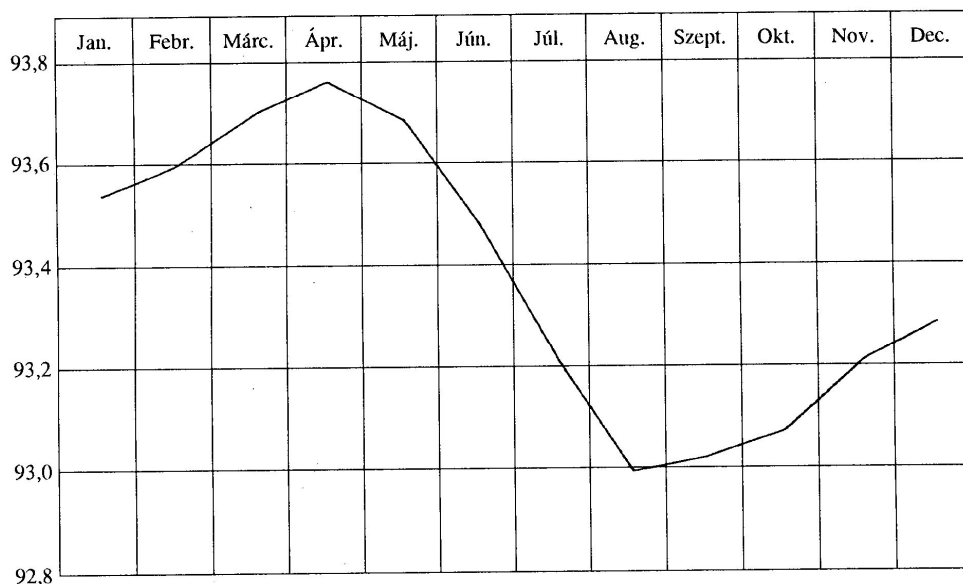
A talajvíz változásait regisztrálva megállapítható, hogy annak viszonylag szabályos évi járása van – amit döntően a csapadék és párolgás éven belüli egyenlege alakít ki. Legmélyebb talajvíz-állások az ősz elejére alakulnak ki, ugyanis az azt megelőző időszakban a párolgás folyamatosan meghaladja a csapadékot, így lefelé irányuló vízmozgás nem alakulhat ki, miközben a növények gyökerei folyamatosan vizet nyerne ki. Emellett mivel a nyár jelentős részén a potenciális párolgás nagyobb a csapadéknál, a kapilláris zónán keresztül további párolgásos vízvesztés tapasztalható. Az őszi és téli időszak alacsonyabb párolgási értékei miatt a csapadék egy része a mélybe tud szivárogni, ami a talajvízszint emelkedését okozza, így általában a tavasz során alakulnak ki a legmagasabb vízszintek. Az éves talajvízváltozás menete leginkább egy szinuszos függvényre emlékeztet (4. ábra). Miután az egymás utáni évek csapadékelosztása általában különbözik, és a csapadékon és párolgáson kívül számos egyéb (de ezeknél többnyire kisebb erősségű) hatás is befolyásolja a talajvíz menetét, annak

nincs teljes szabályossága, de többé-kevésbé megfigyelhető éves ritmusa. Az így kialakuló, több év során kialakuló ritmikus változást talajvízjárásnak nevezzük (5. ábra).

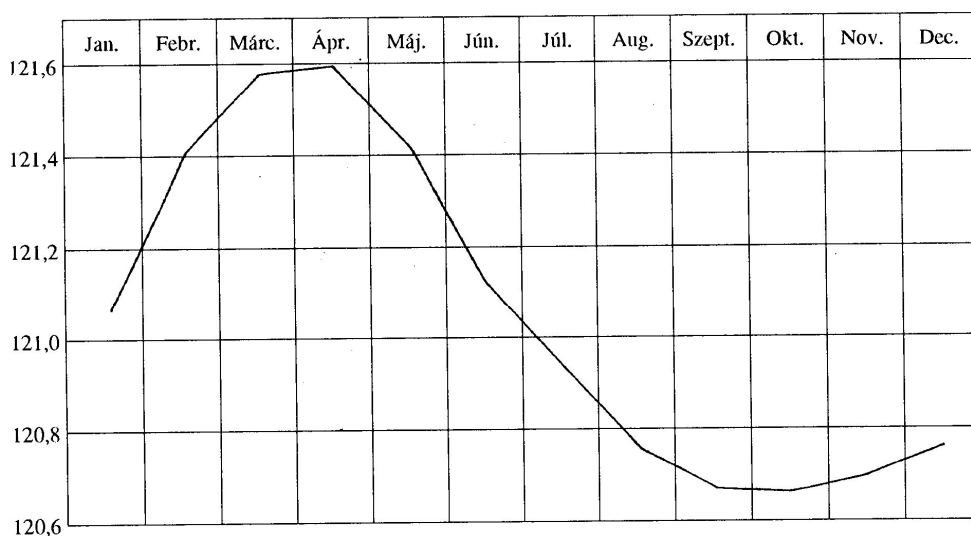
Ha egy területen a vízháztartási viszonyok tartósan megbomlanak (mint például a Duna–Tisza közén az 1980-as évek után tapasztalt tartós csapadékhiány), a talajvíz éves ritmusa mellett jól megfigyelhető tendenciák is kialakulnak a vízjárásban (esetünkben a talajvíz csökkenése) (6. ábra).

TALAJVÍZSZINTEK VÁLTOZÁSA AZ 1994. ÉVBEN

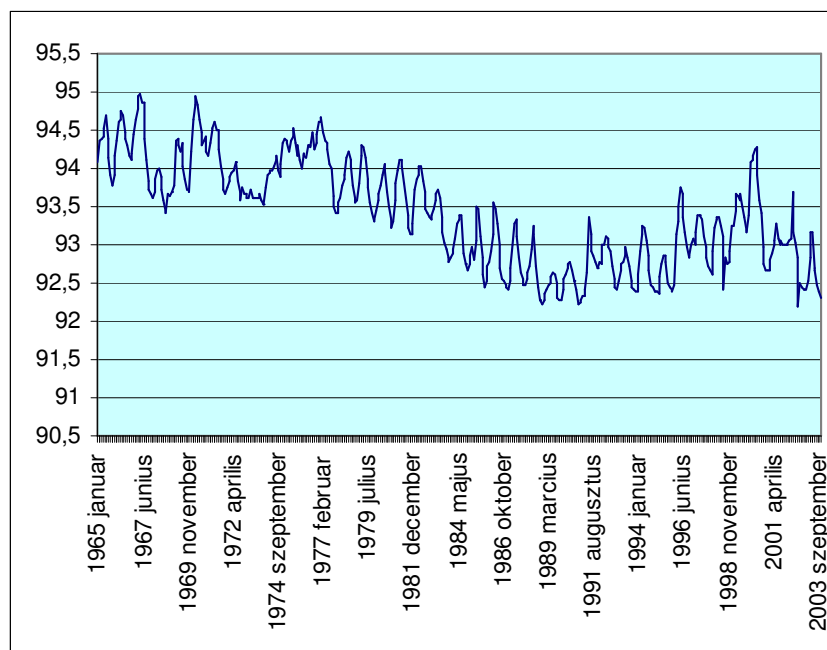
473. SZÁMÚ TALAJVÍZKÚT MEZŐHEGYES



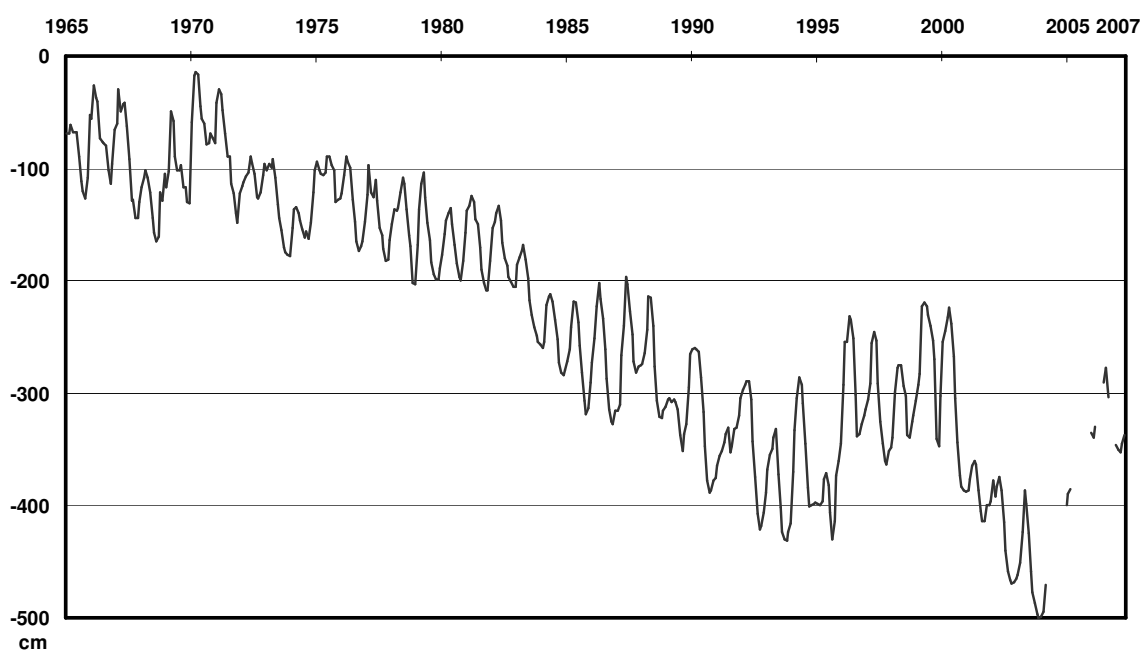
980. SZÁMÚ TALAJVÍZKÚT BÁCSALMÁS



4. ábra. A talajvízszintek alakulása két talajvíz-megfigyelő kútban 1994 során
(a számok a vízszintek tengerszintfeletti magasságát mutatják)



5. ábra. A talajvízjárás sokéves alakulása egy kútban (Kömpöc)



6. ábra. A talajvízszint csökkenése egy Duna-Tisza közti mérőkútban (Bócsa)

A talajvízszintet alakító (azt növelő, illetve csökkentő) tényezőket három csoportba sorolhatjuk: a) *hidrometeorológiai tényezők* (pl. csapadék, párolgás), b) *a víztükör és terep geometriai helyzete* (a szivárgás okozta áramlások miatt), c) *természetes és mesterséges zavaró hatások* (pl. ár- és belvizek időszakos hatása, öntözések miatti változások).

Egy terület talajvízállását befolyásoló tényezőket, okokat a vízháztartásra gyakorolt hatásaik alapján is csoportosíthatjuk.

A talajvízszintet növelő hatások:

- *Csapadék.* A talajvízkészlet legfontosabb táplálója. A vízkészlet pótlásában betöltött szerepe azonban függ nemcsak mennyiségétől, hanem tartósságától is. Kisebb csapadékok (vagy akár egy kiadós nyári zápor) ugyanis a talajba beszivárogva gyakran nem érik el a talajvizet. Jelentősebb talajvízszint emelkedést akkor tapasztalunk, ha az átázott felszín kap rendszeres csapadék-utánpótlást. Ezért hazánkban általában a tél végi csapadékok hatása a legjelentősebb. (A téli csapadékok egy része az időszakos talajfagy miatt nem tud azonnal a mélybe szivárogni.) Hazai megfigyelések szerint az Alföldön a téli hidrológiai félév (novembertől áprilisig tartó időszak) csapadékának mintegy 2/3-a jut el a talajvízszintig. A felszínre jutó (és ott beszivárgó) csapadék mennyiségét a növényzet, ezen belül is különösen az erdők, erősen csökkenthetik (intercepció). Ennek mértéke fafajonként, évszakonként változik, és a csapadék intenzitásától is függ, de hazai viszonyok között átlagosan akár 20-25%-ra is becsülhető.

- *Hozzáfolyás* (a terep alatt és felett). Közvetetten ez a vízmennyiség is nagyobb részben csapadék eredetű, de nem a vizsgált területről, hanem annak környezetéből származik. Vagy a felszín lejtését követve jut a területre, és ott szivárog a mélybe (pl. a belvíz egy része), vagy a beszivárgás után, a felszín alatti vízáramlások során növeli az adott terület talajvízkészletét.

- *Öntözés.* A szakszerűtlen öntözés (túlöntözés) közvetlenül emeli a talajvízszinteket, de a megfelelően végzett öntözésnek is lehet közvetett hatása a vízszintek emelkedésére azzal, hogy a csapadék a már átnedvesített talajszelvényen keresztül gyorsabb éri el a talajvizet.

- *Élővíz duzzasztó hatása.* Ha a talajvíz kapcsolatban van egy folyó vizével és a folyó vízállása (legalább az év egy részében, például árvizek idején) magasabb a talajvízszintnél, áramlás indul meg a folyó irányából, ami a talajvízkészlet növelésével jár.

- *Állandó duzzasztás.* Tavak, mesterségesen kialakított víztározók, vagy a duzzasztók feletti folyószakaszokon tartósan megemelt vízszint, az előzőekhez hasonlóan a talajvízszint tartós emelkedését idézi elő egy néhány kilométeres sávban.

- *Szikkasztás.* A vezetékes vízellátás kiépítésétől világszerte elmaradt a szennyvízcsatornázás kialakítása. Ennek következtében a keletkező szennyvizek jelentős részét a felhasználók – ún. szennyvíz aknák közbeiktatásával – elszivárogtatták a talajba. Ez egyrészt megemeli a talajvízszintet, másrészt viszont jelentősen el is szennyezi a talajvizet.

A talajvízszintet csökkentő hatások:

- *Párolgás.* A talajvízkészlet legjelentősebb természetes fogyasztója. Két fő összetevője van: az egyik a hőmérséklet hatására bekövetkező párolgás (evaporáció), a másik a növényzet párologtató szerepe (transpiráció), a két hatást együttesen evapotranspirációnak nevezzük. Miután mind a két tényező az éves hőmérsékleti változások függvénye, a mérsékelt éghajlati övben a párolgásnak jól meghatározható évi menete van, amit egy téli minimum és egy nyári maximum jellemez. Bár a párolgás jelentős része közvetlenül a talajszelvény háromfázisú zónájából történik, azonban végső forrása többnyire a telített zóna, azaz a talajvízkészlet. A tapasztalatok szerint 5 méter mélységig a párolgási veszteség a mélységgel csökken, nagyobb mélységben már kevésbé jelentős.

- *Eláramlás* alacsonyabb területek felé (a felszín alatt és felett). Ha a felszínnek számottevő lejtése van, a csapadék egy részének nincs ideje beszivárogni, hanem a lejtésnek megfelelően lefolyik a területről. (Időszakosan megakadályozhatja a beszivárgást a talajfagy is – ez jellemző sokszor a tavaszi belvizek kialakulásakor – és így akár kisebb domborzati különbség is felszíni lefolyást okozhat.) A beszivárgott majd a talajvízszintet elérő csapadék is továbbmozoghat a vízszín lejtésének megfelelően (felszín alatti lefolyás – interflow).

- *Élővíz leszívása.* Abban az esetben, amikor egy talajvíztartót egy folyó keresztezi, és a folyó vízszintje alacsonyabban van, mint a talajvízszint, a talajvíz a folyó irányába áramlik.

- *Belvíz elvezetés.* Ha egy gazdaságilag értékes területen tartósabb belvízborítás alakul, a nagyobb károkat megelőzendő, az átmeneti vízfelesleget elvezetik. Ez azonban csökkenti a vízbeszivárgást.

- *Beépítés.* A városi területeken az épületekre vagy a vízzáró beton- és aszfaltfelületekre lehulló csapadék nem tud beszivárogni, hanem csatornahálózaton keresztül elvezetésre kerül. Ez jelentősen csökkenti az ezeken a területeken beszivárgó vízmennyiséget, ami végső soron a talajvízszint csökkenésével jár.

- *Csatornázás.* A külterületeken a csatornahálózat az összegyűlő vizek elvezetésével csökkenti a beszivárgást, a belterületeken pedig a szennyvízcsatornázás beszivárgás csökkentő hatása jelentős. A kommunális szennyvizek elvezetésével mentesítik ugyan a talajvizet a további elszennyeződéstől, de ezzel együtt meg is szüntetik a talajvízkészlet mesterséges pótlását.

- *Drénázás* (más néven alagcsövezés). A károsan megemelkedő talajvízszintek ellen a mezőgazdasági gyakorlatban dréncsöveket szoktak lefektetni (a talaj minőségétől függően általában 6–10 méteres távolságban és 80–180 cm mélységben). Ez a felszínhez közelebb kerülő talajvizet elvezeti, így annak minimális mélységét korlátozza, az elvezetett mennyiséggel pedig csökkenti a vízkészletet.

- *Vízkitermelés.* Sokfelé az öntözési igényeket a talajvízkészletekből fedezik, ami a talajvízszint csökkenésével jár. Erőteljes kitermelés hatására a kitermelő kút körül depressziós tölcser alakul ki. Az elmúlt évtizedek tapasztalatai azonban arra is felhívták a figyelmet, hogy a koncentrált rétegvíz-kitermelés áttételesen a talajvízszintek csökkenését is okozhatja.

- *Aktív talajvízszint süllyesztés.* Nagyobb építkezések esetében elterjedt gyakorlat, hogy az alapozási munkák könnyítése miatt az érintett területen létesített kútsorokkal a talajvíz erőteljes szivattyúzásával összefüggő depressziós tölcseréket hoznak létre. Így olyan mértékben képesek a talajvízszintet csökkenteni, hogy az nem zavarja a munkálatokat.

Ariditási mutatók

Mint láttuk egy terület beszivárgási viszonyait döntően a csapadék, és a döntően hőmérséklet által alakított párolgás szabályozza. Ezért a két viszonylag egyszerűen mérhető éghajlati elemből a terület vízháztartására jellemző mutatókat képeztek a gyakorlat számára. A legegyszerűbb a főbb éghajlati öveket jól elkülönítő *klimatikus vízmérleg*, ami egy éghajlat ariditását (szárazságra való hajlamát), illetve humiditását fejezi ki. Ha csapadék kisebb mint a potenciális evapotranspiráció, az éghajlat száraz (arid), ha csapadék meghaladja a potenciális párolgást, humid éghajlat alakul ki. Ha a két érték közel azonos, átmenetinek mondható a terület.

Az ariditás mértékének meghatározására az átmeneti területek pontosabb, gyakorlati szempontú értékelésére különféle *ariditási indexek*-et is kialakítottak.

A legegyszerűbb az Ariditási index (A) értéke:

$$A = P / C,$$

ahol: P - párolgás (mm), C - csapadék (mm).

Hazánkban a legjobban használható a Pálfai-féle aszályossági index alapértéke (PAI₀).

$$PAI_0 = \frac{t_{IV-VIII} (C^{\circ})}{P_{X-VIII} (mm)} \times 100$$

ahol t az áprilistól augusztusig terjedő hónapok középhőmérsékletének összege, P pedig az októbertől augusztusig terjedő hónapok súlyozott csapadékösszegei.

Az egyes hónapok súlyozásai:

okt.	0,1
nov.	0,4
dec.-ápr.	0,5
máj.	0,8
jún.	1,2
júl.	1,6
aug.	0,9

A szerző később korrekciós elemekkel egészítette ki az indexet, ami figyelembe veszi a hőségnapok számát, a leghosszabb csapadékmentes nyári időszak hosszát és a talajvíz relatív helyzetét is. Az így korrigált PAI alapján például az Alföldi sokéves átlaga: 5,1, és aszályosnak tekinthető egy év, ha az index: 6,0-7,0, erősen aszályos: 7,0-9,0 közötti értéknél.

6. ÓRA. FELSZÍNI ÉS FÚRÓLYUK GEOFIZIKAI MÓDSZEREK

HIDROGEOLÓGIAI ALKALMAZÁSAI

A geofizika meghatározása

A geofizika a Föld tulajdonságainak és folyamatainak megismerésével foglalkozik. Két részre különíthető el az általános geofizika és a gyakorlati más néven alkalmazott geofizika. Az általános geofizika a Föld és a bolygók alakjával, nehézségi erőterével, a földmágnességgel, szeizmológiával (földrengéstan), általános geotermikával és radiometriával, a Föld körüli térség fizikájával (ionoszféra, magnetoszféra) foglalkozik.

Az alkalmazott geofizika, amelybe a hidrológiai geofizika is tartozik, az alábbi módszerek alkalmazza gyakorlati feladatok megoldására:

- gravitációs kutatómódszerek
- geomágneses kutatómódszerek, paleomágnesesesség
- régészeti geofizika és archeomágnesesesség
- szeizmika
- gyakorlati geotermika
- mélyfúrási geofizika (másnéven karotázs)
- geoelektromos kutatás
- mérnökgeofizika (pl. földradaros vizsgálatok).

Az ivóvíz, ipari vízellátás és öntözővíz szükségletek dinamikus emelkedése miatt egyre nagyobb szükség van a modern geofizikai kutató módszerekre a hidrogeológiában. Az alábbiakban az egyes kutató módszerek és hidrogeológiai összefüggéseket mutatjuk be röviden.

Gravitációs kutatómódszer

A gravitáció két test között létrejövő kölcsönhatás amit Sir Isaac Newton írt le 1687-ben. Két test között fellépő erő egyenesen arányos a két test tömegének szorzatával és fordítottan arányos a köztük lévő távolság négyzetével. A méréseknél a Földön gyakorlatilag a gravitációs gyorsulást mérik, amelyek eltéréséből következtetnek a földtani szerkezet sűrűségeloszlására és a földtani szerkezet felszíntől való távolságára. Ha egységes homogén szerkezet található az adott helyen, akkor a gravitációs gyorsulás állandó. A Newton törvény értelmében minél közelebb van az eltérő tömeg a felszínhez annál nagyobb az gravitációs

gyorsulás ingadozása, de még így is csak legfeljebb ezred része a mért értéknek. Egysége a Gal (galileo) $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ Hidrogeológiai méréseknél ez az érték akár 2-3 nagyságrenddel kisebb, így ez a módszer amellet, hogy olcsónak számít, nem mindig alkalmazható és a felbontása sem hordoz mindig elegendő információt. A torziós ingával Eötvös Lóránt 1891-ben végezte az első terepi méréseket. A műszert horizontális variométernek nevezte el, később Eötvös ingaként vált ismerté.

Geomágneses kutató módszer, paleomágneses módszer

A Föld természetes mágneses terét vizsgálják és az ettől való eltérésekből következtetnek a mágneses tulajdonsággal bíró talajrétegek jelenlétére és helyzetére. A mágneses módszerrel való kutatás több évszázadra nyúlik vissza, már az 1600-as években különböző nyersanyagforrásokat tudtak meghatározni. A földtani szerkezet mágneses tere hozzáadódik a Föld mágneses teréhez. Pl. üledékes kőzetek közé benyomult vulkanikus kőzet amelyben magas a mágneses tulajdonsággal bíró érc tartalom és a felszínhez elég közel található, jelentősen befolyásolhatja a mérhető mágneses teret. A mágneses vizsgálatok célja a felszín alatti képződmények mágneses szuszceptibilitásának vizsgálata. A mágneses szuszceptibilitás a mágnesezettség és a mágneses mező erősségének hányadosa. Jele: k . A geomágneses kutatómódszer hidrogeológiai alkalmazása nem túl széleskörű, mert a vízzáró és vízáteresztő üledékek szuszceptibilitása igen kicsi és nagyon kevés az eltérés köztük.

A paleomágneses módszer egy külön ága a geomágneses kutatási módszereknek, azt a tényt használja ki, hogy a Föld mágneses tere változik, és abban az időszakban amikor az adott kőzet, üledék képződött, rögzült benne az akkori mágneses tér iránya. Ennek mérésével megállapítható a kőzet kora, vagy a legújabb kutatások szerint akár szennyezettsége.

Régészeti geofizika és archeomágnesesség

A régészetben szinte az összes geofizikai kutatási módszert használják. Előnye, hogy nem kell egy esetleges nagyobb területről a növényzetet vagy talajtakarót leszedni hanem a különböző módszerek használatával elég hatékonyan meg lehet állapítani hol van lehetséges eltemetett maradványok tárgyak. Legfontosabb módszereik az egyenáramú elektromos mérések, a mágneses ellenállás mérések és a földradar. Az archeomágneses kutatás ugyanazon elven alapszik mint a paleomágneses módszer annyi különbséggel, hogy a mesterségesen létrehozott eszközök, tárgyak pl.: agyag edények tűzhelyek. Az ezekben lévő ferromágneses anyag pl magnetit kiégetéskor megőrzik a Föld akkori mágneses mezőének irányát.

Szeizmika

A Föld szerkezetében jelentős szerepet játszó módszerek közül a szeizmikus kutatások kiemelt helyet foglalnak el. Nem csak tudományos szerepük kiemelt, hanem a föld mélyén rejlő nyersanyagokról is rengeteg információval szolgál. Jelenleg ez az egyik legdinamikusabban fejlődő kutatási módszer, amelyre egyre több pénzt és energiát fordítanak. Lényege, hogy a felszínen rugalmas hullámokat keltenek, ezek a felszín alatti különböző fizikai jellemzőkkel bíró rétegekről másként verődnek vissza. A visszavert hullámokat a felszínen elhelyezett érzékelőkkel, úgynevezett geofonokkal fogják fel, melyek egy adatregisztráló és -feldolgozó készülékre kapcsolódnak. A feldolgozott adatokból következtethetünk a földtani szerkezetek mélységi elhelyezkedésére és ezek ismeretében, illetve a már rendelkezésre álló adatok alapján, a földtani szerkezet meghatározható.

Első lépésben egy 10-50 méter mélységű lyukat fúrnak, amelyben elhelyeznek néhány kilogramm robbanóanyagot (paxit), ezt vízzel lefojtják, majd felrobbantják. Manapság egyre elterjedtebb a modern szeizmikus vibrátor, amely 10-80 Hz-es tartományban pár másodperces hullámcsomagokat juttat a földtani szerkezetekbe. Ezeket a pontosság kedvéért ma már többszörös geofonokkal méri, általános a 96 csatorna, ahol 2 ms-os mintavételekkel regisztrálják a visszaverődött hullámokat. Az adatok pontosabbá tételéhez olyan korrekciót alkalmaznak, amelynél figyelembe veszik a geofonok különböző felszíni magasságát és a hullámok terjedési sebességét a felszínközeli rétegben. A szeizmikus időszelvények értelmezésének tudománya a szeizmosztratigráfia. A reflexiók folytonosságából a rétegek folytonosságára, a reflexiók amplitudójából a rétegek vastagságára és folyadéktartalmára is lehet következtetni.

Gyakorlati geotermika

A gyakorlati geotermikus kutatással a Föld hő állapotát térképezik fel. Sok külső tényező közül a legjelentősebb a meteorológiai tényező, amely kisebb napi és nagyobb évi periódusokban változik. Megfigyelhető és korrigálható a hőingadozás behatolása. A mérés pontossága fokozható a vertikális gradiens mérésével. Erre a célra 5-50 m-es fúrólukákat használnak. Ezekből a mérésekből gradiens térképeket szerkesztenek, úgy hogy az azonos értékeket izogradiens vonalakkal összekötik, amely jól jellemzi a terület geotermikus adottságait. Ha az adott terület termikusan homogén anyagú, akkor a gradiens térkép egyben hőáramtérkép is. Ha a hővezető-képesség változik a területen, akkor a relatív hőáram-számításához korrekciót használnak. A hidrogeológiában így fontos szerephez jut ez a módszer akár egy meglévő termálvíz kitermelő hely bővítésénél akár új lelőhelyek

felderítésénél. A felszíni mérésen kívül létezik a légi felvétel amelyet infravörös kamerával készítenek. A talaj infravörös sugárzása összefüggésben áll a belső hőmérsékletével, problémát okoz a nagy hőkapacitású vizek folyók tavak átnedvesedett területek visszasugárzása, de ennek ellenére is nagyon hatékony tud lenni meglehetősen nagy területen az infravörös légi fényképezés a hidrogeológiai kutatásban.

Lyukszelvényezés, karottázs vizsgálat

A vízgazdálkodásról szóló 1995. évi LVII. törvény alapján a 101/2007. (XII. 23.) KvVM rendelet a felszín alatti vízkészletekbe történő beavatkozás és a vízkútúrás szakmai követelményeiről elrendeli minden 30 méternél mélyebb fúrott kút mélyfúrás-geofizikai vizsgálatát, a kezdőszakat alatti furat teljes hosszában. Az iszapöblítéses mélyfúrások ilyen jellegű ellenőrzésével a meddő fúrásokat körülbelül egyharmadára csökkentették. A gyakorlatban ez úgy történik, hogy a kifúrt kutat csövezés előtt megméri a kútba leeresztett szondákkal, amelyekben az érzékelő elektródák helyezkednek el. A mérés a talptól felfelé történik és egy speciálisan erre tervezett egység rögzíti a szonda által küldött jeleket. A szondát egy olyan szigetelt kábellel eresztik le, amelyben több érpár is biztosítja az adatok fogadását.

A 101/2007. (XII. 23.) KvVM rendelet az alábbi kútszerkezeti és hidrodinamikai vizsgálatokat írja elő:

Kötelező mérések:

- csőpalást-zárás vizsgálat (nyomáspróbával, vagy geofizikai módszerekkel)
- talp és belső átmérő ellenőrzése (lyukátmérő mérés)
- szűrő(k) helyének ellenőrzése

Ajánlott vizsgálat

- színes videokamerás felvétel a teljes kútszerkezetről (hidegvizes kutaknál)

Hidrodinamikai mérések

- áramlás- és hőmérséklet-szelvényezés maximális hozamnál (100 m alatt talphő, 500 m alatt hőmérséklet szelvényezés)
- kútkapacitás (80, 60, 40%-os hozamnál, hévízkutaknál mélységi is)
- visszatöltődés/nyomásemelkedés (max. hozam után, hévízkutaknál mélységi is)
- nyomásgradiens (csak hévízkutaknál)

Az alábbi méréseket és vizsgálatokat szokták elvégezni a kút kiképzésénél és ellenőrzésénél: fajlagos ellenállás mérés

Az elektromos mérések feladata a gránit geotechnikai tagolása. Mivel maga a kőzet szigetelő, gyakorlatilag minden ellenállás csökkenés oka a repedezettség, illetve a repedéseket kitöltő elektrolit vezetőképessége. A mért közettérfogatban már 1 százaléknyi porozitást képviselő repedezettség is az elektromos ellenállás legalább egy nagyságrendnyi csökkenését okozza az ép kőzethez képest, miközben a kőzet sűrűsége és neutronporozitása gyakorlatilag változatlan. Az ellenállásmérés így a repedezettséget nagymértékben felerősítve mutatja. Emiatt a fizikai paraméterek mélységi trendjei közül a legjellegzetesebbek az elektromos ellenállásgörbéken tapasztalhatóak. Az ellenállásmélység-trendeket szoros kapcsolatba lehet hozni a kőzet repedezettségi és az azzal kapcsolatos bontottsági állapotával (elagyagosodott zónák). A mérések alapján megadhatók az RMR kategóriák, és elvégezhető az RMR típusú kőzetállapot előrejelzés.

Természetes potenciál mérés (SP)

A fúrólukban és annak környezetében természetes elektromos tér jön létre. Ennek mérésével fontos következtetések vonhatók le a harántolt rétegekre (mivel a gránit rétegzett kőzet, itt az SP mérés információ tartalma csekély). A mérés kivitelezése a fajlagos ellenállás méréssel együtt történik.

Természetes gamma mérés (GR)

Petrológiai információt szolgáltat, jelzi a kőzettani változásokat, a teléreket, a repedés kitöltések anyagát, az agyagos elváltozásokat stb. Működési elve: a mérés során egy sugárforrás nélküli szondát húzunk végig, melyben egy szcintillációs elven működő detektor érzékeli a gamma sugárzás intenzitását. A természetes radioaktív sugárzásnál jól elkülöníthetőek az agyagos, illetve homokos formációk. Az agyag 40K tartalma miatt jól elkülöníthetően nagyobb természetes gammasugárzással rendelkezik.

Hőmérsékletmérés (TL)

A szondában elhelyezett hőmérő méri a környezet (fúróluk) abszolút hőmérsékletét, valamint a differenciál hőmérséklet szelvény felerősítve jelzi a hőmérséklet-változásokat, amelyek a vízbeáramlási helyekkel azonosíthatók. A mérések alapján a beáramló víz mennyiségét, bár tág határok között, de lehet becsülni.

Differenciál-hőmérséklet mérés (DIT)

A differenciál-hőmérséklet mérés gyakorlatilag a hőmérséklet szelvény differencia szelvénye. Kijelöli a vízbeáramlások helyét, becslést ad a beáramlás mértékére. Bár nem külön mérés, hanem a hőmérsékletből számított eltolásos különbségszelvény, jelentősége mégis oly nagy, hogy külön kell megemlíteni. Működési elve: a hőmérséklet mérés értékét kivonjuk az egy

méterrel korábban felvett értékből, és külön regisztráljuk. A differenciálhőmérséklet mérés gyakorlatilag a hőmérsékletszelvény differenciaszelvénye.

Lyukátmérő mérés (DH)

A fúrás átmérője, a repedések és a töréses zónákból kipergő közet miatt gyakran eltér a névleges átmérőtől. A tényleges átmérő több geofizikai mérés (elektromos, akusztikus) kvalitatív értelmezése szempontjából fontos segédadat, de önmagában is jelzi a töréses zónákat. Működési elve: a szondából kiálló három — egymással szinkronban mozgó — kar rugalmasan nekifeszül a fúrás oldalának. Mérés közben a három kar pillanatnyi helyzetét elektromos jelek segítségével a mérőkábelén keresztül a felszínre juttatják, és a mélység függvényében regisztrálják.

Lyukferdeség mérés (INC, DIR)

Feladata a fúrás dőlésének és irányának, a fúrásból származó pontszerű információk (magvizsgálati, geofizikai, hidrogeológiai adatok) tényleges helyének (x, y, z koordináta) meghatározása. Működési elve: a szondában található tekercsek illetve félvezetők a földi mágneses tér irányát mérik, és ahhoz viszonyítva határozzák meg a szonda dőlését és azimutját, amit megfeleltethetünk a fúrás irányának.

Akusztikus hullámkép mérés (SONIC)

A rugalmas hullámok terjedésének vizsgálatán alapszik. Maga a hullámkép is informatív, mert a hullámfront beérkezési idejének hasonló a trendje, mint az ellenállásnak. A mérésből elsődlegesen a nyomó-, illetve nyíróhullám sebessége, ezekből pedig a közetfizikai paraméterek (nyírási modulus, Young-modulus stb.) számíthatók, amelyek alapján megbecsülhető/számítható az előfúrások által harántolt közetrész mechanikai állapota (repedezettség). Működési elve: a szondában elhelyezett rezgéskeltő adó másodpercenként 5-50 rövid hangimpulzust kelt, amelyek 10-30 kHz frekvenciájú szinuszos rezgésekből állnak. A létrehozott impulzusok hullámokat keltenek a szonda környezetében. A közegben terjedő hullámok eljutnak a szondatesten lévő rezgésérzékelő vevőkhöz. Legnagyobb sebességgel a közetben terjednek a hullámok, ezért a vevőknél az első beérkezések a közeten keresztülhaladt hullámoktól származnak. Ezt követik a fúróiszapon keresztülhaladó iszaphullámok. A szondatesten terjedő hullámok zavaró hatását az adó és a vevő közötti hangszigeteléssel küszöbölik ki.

Akusztikus lyuktelevízió (BHTV, ABI)

A térben orientált mérés alapján megállapítható az egyes repedések települése (dőlésiránya és -szöge), a repedés típusa (nyitott, zárt), a repedések sűrűségeloszlása, a reflexiók

amplitúdóátlag. A mérés egyben egy lyukferdeség-mérő eszköz és 72/144 karú lyukátmérő mérést is szolgáltat. Működési elve: a forgófej ultrahang tartományban bocsát ki impulzusokat a lyukfal irányába, és méri a visszavert jel erősségét és beérkezési idejét. A mérés vertikális felbontása 4 milliméter. A lyuktelevízió reflexiós akusztikus alapon kétféle lyukfal-képet hoz létre. Az egyik fajta lyukfal-leképezés a kiadott akusztikus jel visszaverődési idejének mérésén alapul. A visszaverődési időkből alkotott image főleg a nyitott repedéseket mutatja, vagy az olyan zártakat, amelyek - a környezetüknél keményebbek lévén - kiemelkednek abból. A másik leképezés a visszaverődések amplitúdóinak méréséből alakul ki. Ez a kép a részletgazdagabb, mivel minden egyes — a keménység változásával járó — ásványtani különbségre, így a kőzet struktúrájára is érzékeny. Ezen felül a korábbi feszültségek hatására keletkezett, de teljesen bezáródott repedések is kimutathatók.

Optikai lyuktelevízió (OBI)

Az akusztikus lyuktelevíziós képnél jobb felbontású, és a valóságos színeket megközelítő (orientált) képet ad. A felvételek alapján lehetővé válik a repedéskitöltések anyagi minőségének vizsgálata. Csak tiszta vízben ad használható képet, de száraz furatban is működik! Működési elve: a forgó fej a látható fény tartományban kibocsátott impulzusok színeképét kameraként detektálja.

Áramlásmérés (HPF)

Az áramlásmérés a fúrásokban lévő folyadékmozgást méri, megmutatja a beáramlási helyeket és a beáramlás mennyiségét is. Működési elve: egy fűtőszál hőimpulzust bocsát ki, amelyet egy alatta illetve felette elhelyezkedő hődetektor érzékel. Az impulzus beérkezési idejéből kiszámítható az áramlás iránya és sebessége. A szonda érzékenysége rendkívül magas, 0,1–0,2 l/p-es áramlási sebességtől működik.

EDZ vizsgálatok

A vizsgálat célja az EDZ irányfüggőségének (főte, talp, oldal), kiterjedésének és irányfüggőségének megállapítása. A méréseket száraz (pozitív) furat esetén OBI-val (optikai lyuktelevízió) negatív furatokban ABI-val (akusztikus lyuktelevízió) végzik. A torkrét cement és a vágathajtás által zavart zóna vastagsága a mérésekből egyértelműen megállapítható, a tönkremenetel minőségét a felvételen megjelenő repedések (sötét folt) arányából állapítják meg. Az ábrán látható egy alapméréseket tartalmazó lyukszelvény, amely tartalmazza a fent említett alapmérések közül az átmérő és a hozam görbéit. Ezen görbékből és a rendelkezésre álló környező mérések adataiból egy tapasztalt geofizikus meglehetősen pontosan képes

megállapítani, hogy mely vízáadó rétegeket kell szűrővel ellátni, körülbelül mekkora vízhozam érhető el az adott kútnál és milyen a földtani rétegsor.

Geoelektromos kutatás

A geoelektromos kutatási eljárások olyan módszerek, amelyet a földfelszínen végeznek elektromos, ill. elektromágneses módszerekkel és a földben lévő földtani képződményekről szerezhetünk velük információkat. A különböző geológiai képződményekben természetes vagy mesterséges úton képződhetnek elektromágneses terek. A mért adatok függnek a mért közeg sűrűségétől, porozitásától permeabilitásától víztartalmától stb. A felszínen mért adatokból különböző számításokkal és értelmezési eljárásokkal kaphatóak meg a kívánt adatok. Egyenáramú geoelektromos mérésnél két elektródon keresztül áramot vezetnek a talajba és két másik un. potenciál elektród között mérik a feszültséget. A váltóáramú geoelektromos mérés célja ugyanaz, mint az egyenáramú módszernél, a talaj fajlagos ellenállás mérése. Elméleti alapját a maxwell egyenletek képezik. A mágneses teret a felszínre helyezett adótekercsbe táplált szinuszos váltóáram hozza létre. A különbség, hogy itt nem kell érintkeznie a talajjal így légi kutatásra is alkalmas. A talajból kilépő másodlagos mágneses tér hozzáadódik a generált elsődlegeshez, ezt a torzulás mérik egy másik vevő tekercssel. Ebből a torzulásból lehet következtetni a vezető réteg helyére.

Irodalom

Gálffy János – Kassai Ferenc: Hidrológiai geofizika és fúrt kutak kézirat Tankönyvkiadó, Budapest 1972

Kis Károly: Általános geofizikai alapismeretek, Eötvös Kiadó, Budapest, 2002, ISBN 963-463-542-3.

Meskó Attila: Bevezetés a geofizikába. Tankönyvkiadó, Budapest, 1988, ISBN 963-18-1409-2.

Meskó Attila: Rugalmas hullámok a Földben. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1994

http://www.termeszetvilaga.hu/fizika_eve/fizika/mesko.html

<http://www.matud.iif.hu/04jul/010.html>

<http://mek.niif.hu/02100/02185/html/890.html>

7. ÓRA. NUMERIKUS SZÁMÍTÁSOK: VÉGES DIFFERENCIA, ÉS VÉGES ELEM MODELLEK. ESETTANULMÁNY

Numerikus számítások

A numerikus megoldások úgy közelítik a valós folyamatokat, hogy időbeli és térbeli szakaszolást alkalmaznak. Az egyes szakaszokon belül a számításhoz szükséges paramétereket állandónak tekintik, és ezzel válik lehetővé a megoldás.

A térbeli szakaszolás alatt a numerikus módszerek alkalmazásánál a vizsgált teret olyan elemekre bontjuk, melyeken belül az egyes közegjellemzők (pl. szivrágási tényező, porozitás, fajlagos tározási tényező stb.) állandónak tekinthető. Az időbeli szakaszolást időlépcsőkre bontással oldjuk meg. Az időben történő változásokat olyan egységekre bontjuk, melyek alatt az időben változó tényezők (pl. a kutak hozama) állandónak, ritkább esetben lineárisan változónak tekinthetők (KOVÁCS et al., 2004).

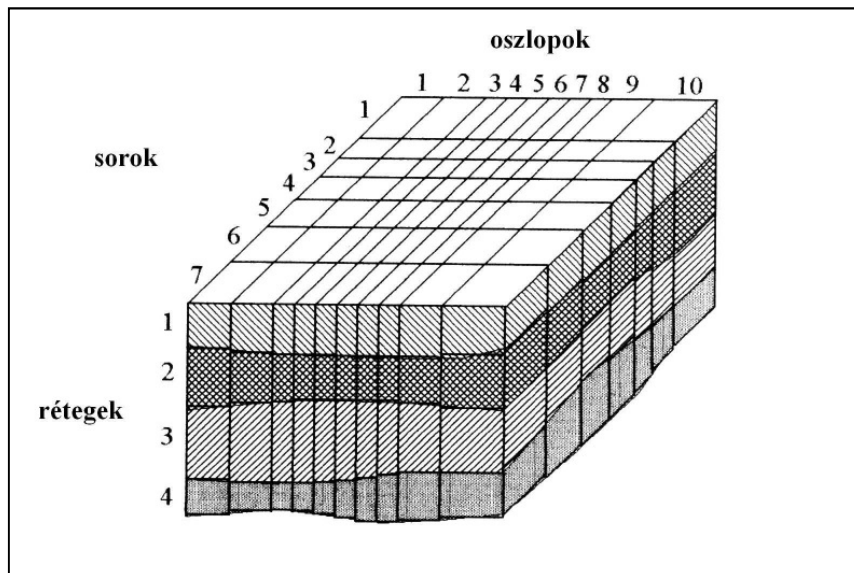
Véges differencia-módszer

A véges differencia módszer alapgondolata a szivárgás alapegyenletének, mely egy parciális differenciál-egyenlet, differencia egyenletté történő alakítása. A számítási eljárás alkalmazásának jellegzetes lépései:

- A modellezett teret tetszőleges számú síkban tetszőleges darabszámú, de azonos eloszlású, egymással hézagmentesen érintkező, téglatest alakú elemekre bontjuk, egyenletes vagy változó osztású rácsháló segítségével (1. ábra).
- A szivárgás alapegyenletét (a differenciál-egyenletet) differencia-egyenletté alakítjuk.
- Meghatározzuk az egyes hasábelemek és az azokkal közvetlenül érintkező elemek közötti vízhozamokat a Darcy-törvény és a kontinuitási tétel felhasználásával.
- Meghatározzuk az egyes kutak, galériák, és egyéb létesítmények (pl. szivárgók) által az egyes elemekbe táplált vagy onnan kivett hozamokat, valamint a rendszer vízmérlegét befolyásoló egyéb objektumok (pl. felszíni vizek és vízádók kommunikációjából eredő hozamok) vízmérlegre gyakorolt hatását.
- Összegezzük minden egyes elemre a vízmérleg-elemeit. A hiányzó elemek pótlására a modell szélein peremfeltételeket alkalmazunk. Felírva az összes elemre a vízmérleg elemeket, felállítjuk a modellezett tér vízforgalmát az adott időlépcsőben leíró lineáris egyenletrendszert, majd numerikus iteratív eljárásokkal megoldjuk.

- Az egyes elemekre felírt vízmérleg aktívum vagy passzívum, azaz az elemben tárolt vízkészlet növekedés vagy csökkenés alapján meghatározzuk az elemben bekövetkező vízszint (nyílt tükrű rendszer) vagy nyomásszint (zárt tükrű rendszer) változásokat.
- Nem permanens rendszerben a következő időlépcsőre ismét felírjuk a Darcy-törvényen alapuló, elemek közötti vízhozamokat és a számítás fázisait – a szükség szerinti időlépcsőkre – megismételjük.

A módszerrel abszolút nyomásszinteket nem tudunk számítani, csak a nyomásszintek változásait, éppen ezért szükséges a számításhoz egy kiindulási állapot, egy alaphelyzet, amit számítás *kezdeti feltételének* nevezünk. A szivárgás alapegyenletének megoldásához szükséges kezdeti feltétel egy tetszőleges, de ismert kezdeti időpontban a nyugalmi nyomásszint-eloszlás.



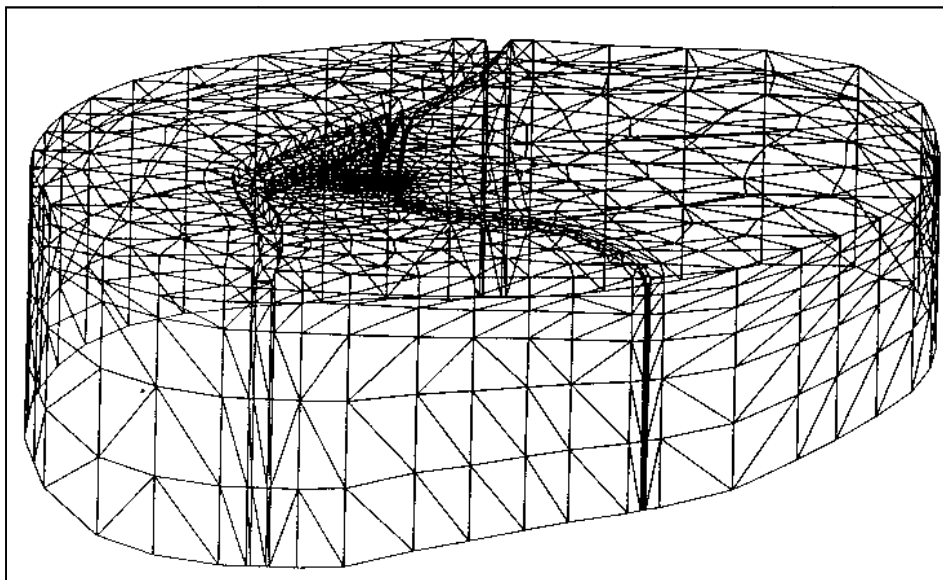
1. ábra Négy rétegből álló rendszer véges differencia elemekre bontása (CHIANG és KINZELBACH, 1999)

Végeselem-módszer

A szivárgás, hővezetés és szennyezőanyag-terjedés alapegyenletének végeselem módszerrel történő megoldása, hasonlóan a véges differencia módszerhez, ugyancsak megköveteli a modellezett tér tetszőleges számú csomópontja és az azokat összekötő vonalak által határolt elemekre történő felosztását. Míg azonban a véges differencia módszer megköveteli a rácsháló alkalmazását, addig a végeselem módszer elvileg lehetővé teszi a tartomány tetszőleges alakú elemekre való felbontását (2. ábra). Mindez egyben azt is jelenti, hogy az

elemkiosztást a rendelkezésre álló információkhoz sokkal inkább hozzá lehet igazítani, mint azt a véges differencia módszernél láttuk.

A végeselem módszer alapgondolata a *lokális approximáció (lokális közelítés) elve*, ami azt jelenti, hogy az egyes, felvett elemek mentén a keresett mezőt vagy mezőket előre felvett paramétereket tartalmazó függvényekkel közelítjük. (Esetünkben nyomásszint, szivárgási sebesség vagy koncentrációmezők vizsgálatát végezzük el.) A *lokálisan felvett approximációs függvényeket azután a szomszédos elemek közös határai mentén valamilyen hibaelv alapján illesztjük, így végül a teljes vizsgált tartományra állítunk elő egy megfelelő rendben folytonos approximációs mezőt*. A hibaelv alkalmazása – konkrét matematikai átalakításokon keresztül egy lineáris vagy – nem lineáris peremfeladat esetén – egy növekményes formátumú egyenletrendszerhez vezet, amelynek megoldása a korábban említett eredményeket szolgáltatja.



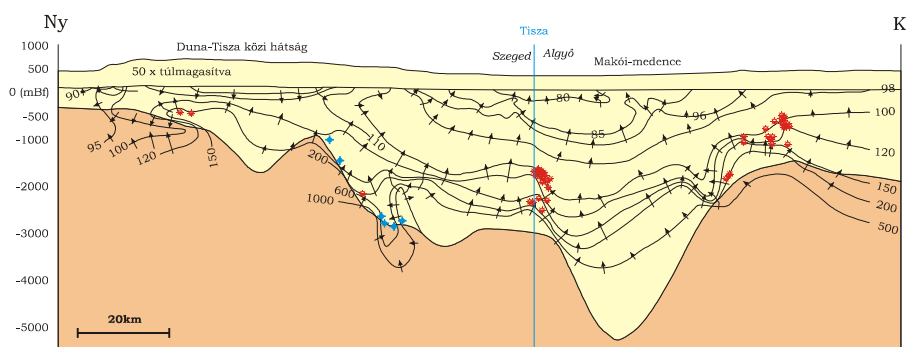
2. ábra Egy szennyeződés modellezésénél használt végeselem-háló (VOGT, 1993.)

Az említett alapelv a hidrodinamikai hő és transzportmodellezésnél a következőképpen valósul meg. Az elemek a végeselem-módszer esetén nem oldalaikon, hanem az elemek csomópontjaikon keresztül illeszkednek egymáshoz. Ennek megfelelően az elemek vízmérlege helyett a csomópontok vízmérlegét írjuk fel és nem az elemek átlagos nyomásszintjeit, hanem a csomóponti nyomásszinteket számítjuk. A térbeli folytonosság azáltal valósul meg, hogy egy adott csomópontban a potenciál értékének egyformának kell lennie függetlenül attól, hogy melyik – a csomópontához tartozó – elem felől közelítjük is meg. A kezdeti feltételek egy t_0 időpontbeli csomóponti potenciálértékek és a peremfeltételeket is a

csomópontokban adjuk meg. Mivel valamennyi csomópontra felírható a vízmérleg, ezért a csomópontok számának megfelelő számú egyenletrendszer megoldását kell elvégeznünk, minek eredményeképpen valamennyi csomópontra meghatározzuk egy Δt idő elteltével kialakuló potenciálértéket.

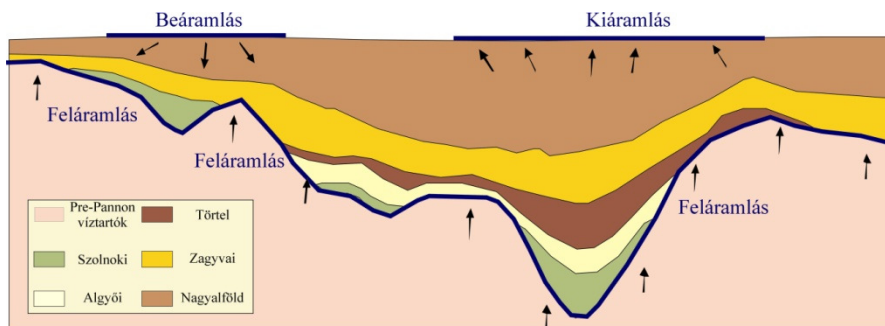
Esettanulmány

A Dél-alföld térségében, a viaszasajtolás nélküli termálvíz kivétel egyre nagyobb arányú növekedése számos hidrogeológiai kérdést felvet. Ezen problémák vizsgálatára, Almási István (ALMÁSI, 2001), munkája alapján kiválasztottunk, egy a Duna-Tisza közti hátságtól, a Makói-árokig tartó vízföldtani szelvényt (3. ábra), majd modelleztük az eredeti hidrológiai és hőmérséklet eloszlást. Ezután számba vettük a szelvény mentén található legjelentősebb vízkivételeket, és kiszámítottuk ezen vízkivételek hosszú távú hatását a hőmérséklet és potenciál eloszlásra.



3. ábra: Hidrodinamikai potenciál-eloszlás egy Dél-Alföldi szelvény mentén (Almási., 2001)

A modellezés során 5 formáció és a Pre-Neogén aljzat hidrológiai és hővezetési tulajdonságait vettük figyelembe (4. ábra).



4. ábra: A koncepcionális modell

A modellezett terület, egy olyan egységmedence, melynek beáramlási területe a Duna-Tisza-közi hátság, kiáramlási területe pedig Szeged – Algyő - Makó térségében van. Ez határozza meg a Nagyalföld – formáció regionális áramlási képét. Figyelembe vettük a mélyebben elhelyezkedő képződmények egyre növekvő nyugalmi vízszintjét, amit az egyre növekvő litosztatikai nyomás, és a Pre-Pannon rétegekből történő gyenge feláramlás okoz. Mindkét folyamatot állandó nyomású peremek segítségével modelleztük.

Hőtranszport szempontból fontos, hogy a Pre-Pannon képződmények hővezetési tényezője jobb, így ahol az üledékes rétegek vékonyabbak, ott várható az izotermák kiboltozódása. A modell alapján a térségben jellemző 80 mW/m^2 nagyságú geotermikus gradiensnek megfelelő állandó fluxusú peremet alkalmaztunk, míg a modell tetején, a Magyarországon 12 m mélységben uralkodó 9°C állandó hőmérséklettel számoltunk.

Kiindulási és peremfeltételek

A modellezett területre eső formációk hidrológiai és hőtranszport paramétereire az irodalomban számos adat található. Jelen esetben a szelvény mentén figyelembe vett értékeket a

1. táblázat foglalja össze.

1. táblázat

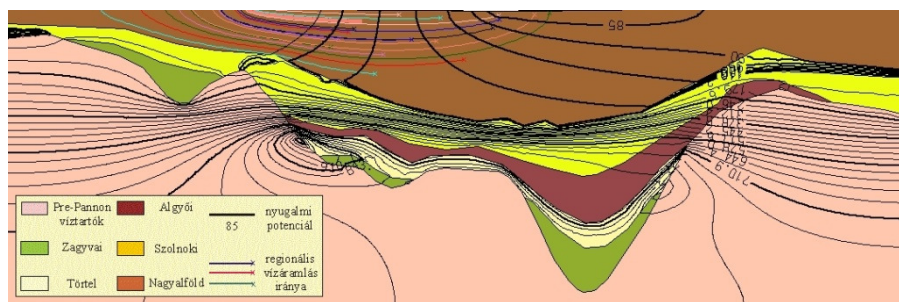
<i>A modellben alkalmazott vízföldtani, és hőtani paraméterek</i>						
Formáció /vízadó-vízzáró	Nagyalföld/ vízadó	Zagyva /vízzáró	Törteli /vízadó	Algyői /vízzáró	Szolnoki /vízadó	Pre- Pannon /vízzáró
Effektív porozitás	0,2	0,08	0,18	0,08	0,16	0,03
Szivárgási tényező [10^{-4}m/s]	0,8	0,002	0,25	0,0015	0,2	0,0000012
Hőkapacitás [$\frac{\text{J}}{\text{m}^3 \cdot \text{K}} \cdot 10^6$]	2	1	2	2	2	6
Hővezető képesség [$\frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{K}}$]	2,1	2,4	2,1	2,4	2,1	4

A beáramlási terület (Duna-Tisza közti hátság) konstans 130 m nyugalmi nyomásszintű perem volt. A kiáramlási terület pedig, 80 m. A Pre-Pannon rétegek határán a konstans peremet a 4. ábra értékei alapján alakítottuk ki.

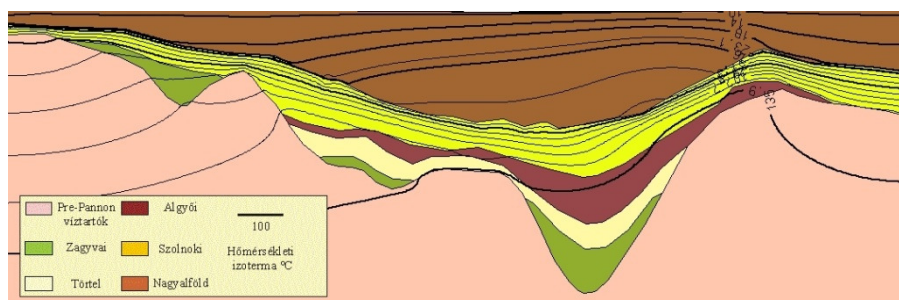
Eredmények

Célunk volt, hogy a modellben visszkapjuk a szelvény menti potenciál értékeket. A Nagyalföld formáció regionális beáramlási területe, a Duna-Tisza köze, ami jól közelíti a valós helyzetet (5. ábra). Látható, hogy Pre-Pannon és a fiatalabb üledékek határán az a két magas potenciálú anomália, ami az eredeti szelvényen is megfigyelhető. Minden csomópontban kiszámítottuk tehát a konvektív hőtranszporthoz szükséges u folyadék sebességvektorok nagyságát és irányát.

A következő lépés a hidrodinamikai modell konvektív és konduktív hőtranszport modellé fejlesztése volt. Ennek eredménye az ábrán (6. ábra) látható. Jól látható az is, hogy mivel a Pre-Pannon rétegek hővezetési tényezője jobb mint a fölötte lévő rétegeké, ezért a hőfluxus jobban felvezetődik a kiemelkedések mentén, az izotermák kiboltozódnak. Ezeken a területeken van tehát a legnagyobb geotermikus gradiens.



5. ábra: A hidrodinamikai modellszámítások eredménye alapján kapott nyugalmi potenciálértékek és áramvonalak



6. ábra: Permanens hőtranszport modellezés eredménye. Hőmérséklet eloszlás a szelvény mentén

A legtöbb ivó, és termálvíz kivétel a Nagyalföld formációból történik. Ezért következő lépésben modelleztük a szelvény menti vízkivételek hatását a potenciál és hőmérséklet eloszlásra. A szelvény mentén, vagy annak közelében lévő kutak vízkivételeinek adatait a 2. táblázat tartalmazza. A termelő kutak, olyan pontszerű nyelők, amik energiát vonnak el az

adott csomópontból. Az elvont energia nagysága, a 2. táblázatból leolvasható, és a következő összefüggés alapján lett kiszámítva:

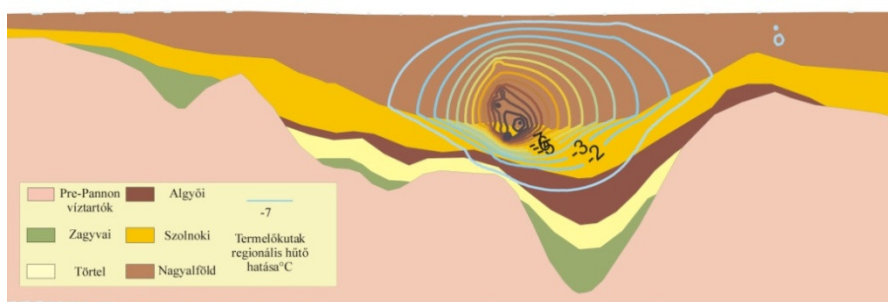
$$Q = T \cdot q \cdot c_m$$

A hőmérséklet csökkenés regionális mértékét úgy számoltuk ki, hogy először kiszámítottuk a hőmérséklet eloszlást kutakkal, majd kutak nélkül, és a két eredmény gridet kivontuk egymásból. Így jött létre a 7. ábrán látható végeredmény (Tari, 2010).

2. táblázat

Víz kivétel adatai

EOV Y	EOV X	szűrőközep mélysége mBf	hozam [m ³ /s]	Hőmérséklet [°C]	Q [MW]
761952	108726	-435	482	31	62756.4
785300	109600	-340	340	34	48552
785356	108963	-340	340	34	48552
786600	108800	-371	137	35	20139
714800	97200	-511	1003	39	164291.4
779300	115300	-405	44	42	7761.6
734900	101800	-858	855	49	175959
723700	100000	-1176	14	80	4704
735680	101573	-1351	855	70	251370
736300	106600	-1347	1011	64	271756.8
736500	105400	-1513	764	73	234242.4
736500	105500	-1325	337	69	97662.6
729200	98200	-1571	54	84	19051.2
732700	101800	-1708	142	89	53079.6
734800	100400	-1740	27	90	10206



7. ábra: Permanens hőtranszport modellezés eredménye. Hőmérsékletcsökkenés a kitermelés hatására a szelvény mentén

Irodalom:

ALMÁSI I. (2001): Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary, pHd Thesis, Edmonton, Alberta

CHIANG, W.-H., KINZELBACH W. – RAUSCH R. (1998): Aquifer Simulation Model for Windows – Groundwater Flow and Transport Modeling, an Integrated Program. Gebrüder Borntraeger Berlin, Stuttgart, ISBN 3-443-01039-3.

Kovács, B. (2004): Hidrodinamikai és transzportmodellezés I.

Juhász, J. (1981): Áramlástan – Hidrogeológia, Egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, pp. 113–114.

Marton, L. (2009): Alkalmazott hidrogeológia, Elte Eötvös Kiadó, Budapest

Neven, K. (1997): Hydrogeology and Groundwater Modeling, Lewis Publishers, Atlanta

Tari, Cs.,- Kun, É (2010): Szemelvények a geotermikus energia hasznosítás hidrogeológiai alkalmazásából. A hő terjedésének törvényszerűségei porózus közegben: Bevezetés a numerikus hőtranszport modellezés elméletébe és gyakorlatába, InnoGeo, Szeged

VOGT, M. (1993): Einsatz eines 3D Grundwassermodells im Rahmen der Umweltverträglichkeitsprüfung für die Sonderabfallverbrennungsanlage in Kehl, Mitteilungen Inst. für Bodenmechanik und Grundbau, (Hrsg.: SEMPRICH, S.), TU Graz, Mitteilungsheft 10, pp. 193–205.

8.ÓRA. A FELSZÍN ALATTI VÍZKÉSZLETEK TÍPUSAI ÉS A KITERMELHETŐ KÉSZLET SZÁMÍTÁSÁNAK ALAPELVEI

Földünket úgy is ismerjük, mint a kék bolygó a felszínének több mint 70%-át borító víz okán. Ám ebből csak kis mennyiségű édesvíz alkalmas arra, hogy azokat elérhető, kitermelhető készletként tartsuk számon az emberiség javára. A vizek elszennyeződése, a jelenleg már folyó túlhasználat, illetve egyes esetekben ezek együttes hatása fenyegeti az emberi tevékenység révén az elérhető édesvízkészleteket, befolyásolva a vízkörforgás elemeit.

A felszín alatti vízkészlet-gazdálkodás nem más, mint a természetes vízkörforgalomnak az ember céljaira történő átalakítás úgy, hogy a befolyás az adott területi és kezdeti feltételek mellett optimális maradjon.

A természetes vízkészleteket – *mely fogalom alatt a természetes vízkörforgásban résztvevő vízmennyiséget értjük* – hasznosítás szempontjából két csoportra oszthatjuk:

- természetes **statikus vízkészlet**: *az a térfogatilag meghatározható vízmennyiség, amely természetes körülmények között utánpótlódással nem rendelkezik.*
- természetes **dinamikus vízkészlet**: *az a volumetrikus és áramló vízmennyiség, amely természetes körülmények között utánpótlódással rendelkezik.*

A dinamikus készlet tehát abban tér el a statikus készlettől, hogy ha termeltetjük, a tároló a vízkivétel megszűnése után újratöltődik, a kitermelhető vízhozam átlagosan állandó lesz, míg a statikus készlettárolók egy állandó, véges tömeggel rendelkeznek s a belőle történő termelés vízmérlegében hiányt okoz.

Ennek megfelelően a gyakorlatban a **gazdaságosan kitermelhető dinamikus vízkészleteket** szabad felhasználnunk, mely a természetes dinamikus vízkészleteknek az a hányada, amelyet kitermelhetünk egy adott hozammal anélkül, hogy valamely terület természetes vízforgalmát vagy más hidrológiai, vízbányászati jellemzőit negatív irányba megváltoztatnánk.

A hidrogeológiai tudományterület fejlődésével különböző hozam fogalmi tartalmak is kialakultak:

- **biztonságos hozam**: a vízáadó formáció azon mennyisége, amelyet a víz mennyiségi és minőségi károsodása nélkül igénybe lehet venni.

- **gyakorlatilag tartós hozam:** évenként kitermelhető anélkül, hogy negatív hatások jelentkeznének a vízadóban. (gyakorlatban az utánpótlódás sokéves átlagértéke)
- **fenntartható hozam:** nemcsak a vízkészletek túltermelésének elkerülését, hanem a természeti környezet igényét is figyelembe vevő mennyiség.

A víz alapvető létszükséglet, fontos a népesség, a mezőgazdaság, az ipar számára. Magyarország lakosságának 96 - 97 % közműves vízzel ellátott területen él, melyből a felszín alatti vízkészletekből származó részaránya meghaladja a 90 %-ot. Ez az érték a számok tükrében 1 000 000 m³/év. Tudva azt, hogy a rendelkezésre álló édesvíz véges és népességünk, ezzel együtt fogyasztásunk is növekszik szükséges tudnunk, felmérnünk az egyes lehetséges vízforrásainkat és az azokban tárolt felhasználható készleteket.

Hazánk a felszín alatti vízkészletek tekintetében négy területet különít el:

- Parti szűrésű víz
- Talajvíz
- Rétegvíz (mélységi víz)
- Karsztvíz

Parti szűrésű rendszerek:

Parti szűrésű vízbázis az olyan víztermelő objektumok, vagy csoportjai, melyek utánpótlódásuk nagy részét (ideális esetben több, mint 50%) valamilyen felszíni álló vagy folyóvízből nyerik. Az ilyen kút(ak)nak tehát két jellegzetes tápterülete különíthető el. Ha ezt a meghatározást szigorúan vennénk, akkor ez a rendszer a felszíni vízkészlet részének is tekinthetnénk, azonban mint látni fogjuk a kitermelés módja és a kitermelt víz minősége inkább a felszín alatti vizekével azonos, így ebben a csoportban került tárgyalásra.

Parti ivóvízbázisaink felszín közeli helyzetükből, valamint amiatt, hogy a mederrel folyamatos gyors hidraulikai kapcsolatban áll (megcsapol vagy visszatáplál) sérülékeny földtani környezetben találhatók, nagyobb folyóink fiatal, a negyedidőszakban épített kavicssteraszain. Kisebb-nagyobb mértékben veszélyeztetettek is, részben a kitermelt víz 85-90%-át adó felszíni vízfolyás és medrének állapota, a vízfolyáson levonuló lehetséges havária jellegű szennyeződések, valamint a háttérben lévő, potenciális szennyező forrásként üzemelő területhasználatok és tevékenységek miatt.

Az ilyen típusú vízbázisoknál nagyon fontos a feliszapolódás kérdése is. A feliszapolódó partszakaszok romló vízminőséget idéznek elő, amely az ammónia- és a

vastartalom növekedésében nyilvánul meg. Ilyen feliszapolódást idézett elő például a Nagymarosi vízbázison a nagymarosi körtöltés megépítése. A romló vízminőség miatt csáposkutakat kellett leállítani.

Hazánk vízbeszerzésében fontos szerepe van, emiatt kiemelt jelentőséggel bír, hozzájárulása teljes mennyiséghez korlátlan utánpótlódást feltételezve $76\text{m}^3/\text{s}$, ám a valós körülményeket figyelembe véve $51\text{ m}^3/\text{s}$ nagyságrendet lehet megállapítani. A jelenleg működő vízbázisok döntő hányada a Duna mentén található, de találunk a Tisza valamint a Sajó, Hernád és a Bódva hordalékkúpjain is csápos kúttal kialakított parti szűrésű rendszereket.

A vízbázisok telepítési helyének megválasztása során sok paramétert, tényezőt kell meghatározni, figyelembe venni:

- a kitermelt vízben mekkora a felszíni folyóvíz eredetű víz és a háttérvíz részaránya
- mekkora az aktív mederszakasz kiterjedése
- hogyan alakul a mederellenállás
- hogyan alakul a termelt víz minősége
- optimális termelési hozam az állandó vízminőség érdekében
- távlati telep esetén a kijelölt szakasz(ok) alkalmas(ak)-e parti szűrésű vízbeszerzésre
- távlati vízbázisok esetén az előirányzott víztermelés hány és milyen kútból
- telep feletti szakaszon bekövetkező havária esetek lehetősége
- mosott partszakasz az iszaplerakódás elkerülésére

Az így kitermelésre kerülő víz három utánpótlódási forrásból származhat. Forrása lehet a csapadék, a háttér felőli hozzáfolyás valamint felszíni vízből történő táplálás. E három hozamrész egymáshoz viszonyított arányát a földtani háttér és a vízbázis kialakítás után létrejövő új területrészt több tulajdonságának együttes eredője határozza meg. (pl. kolmatált zóna vastagsága, szűrőhossz, csápok hossza, folyó vízszintje, csapadék eloszlása)

A parti szűrésű rendszerek készlet számítása galériaként és feltételezve a háttértáplálás alárendeltségét a következő formulákkal adhatók meg nyílttükrű (a) és zárttükrű (b) rendszerek esetén:

$$\text{a, } q = k \frac{H^2 - h_0^2}{2R}$$

$$\text{b, } q = km \frac{H - h_0}{R}$$

ahol, k = a vízvezető réteg szivárgási együtthatója
 H = a felszíni vízforrás nyomásszintje (KÖV)
 h_0 = kútban lévő nyomásszint
 R = a kút és a felszíni vízforrás távolsága
 m = a vízvezető réteg vastagsága

A eset: a maximálisan kitermelhető készletet $h_0=0$ feltételezéssel a KÖV -nek megfelelő H nyomásszinttel számítjuk ki. A valóságosan kitermelhető készletet a földtani képződmények geometriájának megfelelően megadott $s_0=H-h_0$ maximális depresszió mellett számítjuk ki.

B eset: a maximálisan kitermelhető készletet $h_0=H-m$ feltételezéssel a KÖV -nek megfelelő H nyomásszinttel számítjuk ki. A valóságosan kitermelhető készletet a földtani képződmények geometriájának megfelelően megadott s_0 maximális depresszió mellett számítjuk ki.

A méretezés során figyelembevételre kerül továbbá a **lassú szűrés elve**, mellyel maximalizáljuk a vízfolyás fenekén kilépő víz átlagos sebességét (általában $0,1-0,2 \text{ m}^3/\text{nap}/\text{m}^2$), ezzel is csökkentve a mederfenék eltömődésének kockázatát. A vízminőség-védelmi szempontok miatt megkövetelünk egy minimális vízvezető rétegben való tartózkodási időt (elérési idő) a baktériumok számának csökkenése érdekében (10-60 nap), ám ennek növelése a hozam csökkenését vonja maga után.

Talajvízkészletek:

Talajvíz fogalma alatt a felszín közeli rétegekben található, az első vízrekesztő réteig található vizeket értjük. Ez a fogalom a magyar nevezéktanban külön szerepel, az angol irodalmakban nem választják külön, egységesen, együtt felszín alatti vizekként találjuk meg őket.

Lehatárolásuk, hogy meddig is beszélhetünk talajvízről, és honnantól rétegvizekről, nem egyértelmű, nehezen megállapítható. Ezek a készletek általában nyílt tükrű rendszerek, azaz rájuk a légköri nyomás közvetlen hatást gyakorol, de ritkábban találkozhatunk nyomás alatti talajvíz rendszerekkel.

Vízkészletükre a felszíni tényezők befolyása meghatározó, mivel közvetlen kapcsolatban vannak azokkal. Vízsintjeik alakulása, azok éves járása jellemző az adott területre, belőlük következtetéseket lehet megállapítani a egyes környezeti tényezőkre vonatkozóan. (pl. csapadékból közvetlen utánpótlódású vagy csak beszivárgással történő

utánpótlódású) Általánosságban azonban megállapítható, hogy egy hidrológiai éven belül egy táli hullámhegy és egy nyári hullámvölgy rajzolódik ki.

Talajvízháztartás elemei:

- csapadékból való beszivárgás
- párolgás
- oldalirányú vízforgalom
- függőleges irányú vízforgalom

Egyensúlyi állapotról beszélhetünk, ha érvényes a következő összefüggés az egyes elemek tekintetében:

$$B - P' + (T_h - T_e) = 0, \text{ ahol}$$

B - a beszivárgó csapadékból eredő táplálás évi átlaga [mm/év]

P' – a talajvízből elpárolgó vízmennyiség évi átlaga [mm/év]

T_h – a talajvízáramlás miatt a terület egységnyi részére szállított vízmennyiség [mm/év]

T_e – a talajvízáramlás miatt a terület egységnyi részéről elszállított vízmennyiség [mm/év]

A vízjárás ingadozásának mértéke ezekből adódóan több tényező befolyásolja. Ezek közül egyik a víztartó képződmény szabad hézagterfogat, mely ha kicsi n_0 értékkel jellemezhető, nagyobb ingadozásokat mérhetünk. További meghatározó érték a vízszint közepes mélysége, mai minél közelebb található a felszínhez, annál nagyobb változások rajzolódnak ki. Hazai viszonylatokban elmondható, hogy szélsőséges határok között található az a mélység, ahol a talajvíztükröt találjuk. Ez a pár 10 cm-estől a több méteres tartomány között változik.

A kitermelhető készletek számításához el kell különítenünk egymástól az álló és az áramló talajvízes rendszereket.

Áramló talajvíz készletét a következő eljárással lehet meghatározni:

1. Hidraulikus gradiens meghatározása (dH/dx)
2. Átlagos szivárgási tényező meghatározása ($k_{\text{átl}}$)
3. Ezek alapján számíttatni a szivárgás átlagsebességet:

$$v = k_{\text{átl}} \cdot \frac{dH}{dx}$$

4. Meghatározzuk az áramlásra merőleges keresztmetszetet (F)

5. Ezek alapján a maximális dinamikus vízhozam:

$$Q = F \cdot v$$

Álló talajvíz esetén a vízszint süllyesztése során kitermelt statikus készleten túl a párolgás csökkenésével további dinamikus vízkészlet is nyerhető. Problémát jelent azonban, hogy a területen nem süllyeszthető egyenletesen a talajvízszint, és az csak kis mértékben, a vízáradó vastagságának függvényében csökkenthető. Továbbá elmondható, hogy a párolgáscsökkenés által csak évi átlagban kis vízhozamok biztosíthatók.

Ilyen típusú vízbeszerzésre alkalmas területek az ország több területén találhatók. (Duna-Tisza köze, Szigetköz, Rába hordalékkúpja, Felső-Tisza) Ezek olyan területek ahol a medenceperemeken beszivárgó csapadék a feláramló régiókban alulról táplálja a talajvíztartó rétegeket. Olyan jó talajvíz-hasznosítási lehetőségek vannak többek között olyan lokális helyeken, ahol a vízháztartásnak többlete van: völgyi területek, ahol a természetes hozzáfolyás miatt nagyobb a hozam. A hasznosítható talajvízkészlet 10-80 mm/év átlagosan, a jobb területeken 40-80 mm/év.

Rétegvíz készletek:

Rétegvíznek a felszín alatt két vízrekesztő képződmény között található vizeket tekintjük. Ezek a tároló képződmények kivétel nélkül nyomás alattiak. Az, hogy ez a nyomás a mélységgel növekszik-e vagy csökken alapvető fontosságú. Az ilyen készleteket hőmérsékletük alapján hideg és meleg (hévizek) osztályokra tagoljuk.

A hideg rétegvíz-készletek előfordulásukat tekintve az 50 és 500 m-es mélységközben találjuk. Felső határuk a talajvízáradó zóna alsó határa, míg alsó határfelületük egy izoterm felület, melyet egy megválasztott hőmérséklettel tudunk jellemezni.

Tároló képződményeiket tekintve a kvarter pleisztocén hordalékkúpok, valamint a tercier alsó és felsőpannon vízáradók turbidites homokjai, melyek az ország 2/3-án megtalálhatóak változó mélységben és kifejlődésben. A hazai kutak döntő hányada ezekben a képződményekben található (hévízutak 60%-a, alföldiek 95 %-a).

A réteg-vízkészletek becsléséhez, számításához az alábbi mennyiségeket kell figyelembe venni:

- Statikus készlet-fajták:

- A vízszint csökkenése révén felszabaduló vízmennyiség
- A víz rugalmas tágulása révén felszabaduló vízmennyiség
- A gáz rugalmas tágulása révén felszabaduló vízmennyiség
- A konszolidáció miatt felszabaduló vízmennyiség
- Dinamikus rétegvíz-készlet
 - a szomszédos rétegekből a termelés hatására átadott vízmennyiség

A figyelembe vett mennyiségek számításához azonban a képződmények néhány szükséges paraméterét meg kell határozni, valamint irányadó határszámokat kell betartani. Ismernünk kell a transzmisszibilitást [T] a szivárgási tényező [k] és a rétegek vastagságából [m], a tárolási tényezőt [S] és a vertikális vízforgalom átszivárgási tényezőjét [b]. Csak ezek ismertetében tudunk készleteket meghatározni az adott vízadóra vonatkozóan.

Csak olyan fajlagos terhelés engedhető meg, mely nem okoz túlzottan nagy depressziót az adott földtani közegben, a vertikális hidraulikus grádiens és szivárgási tényező nem nagyobb 0,5-nél, valamint csak jó transzmisszibilitású területek vehetők figyelembe.

A rétegvízadók mind a talajvízből, mind a hegységi területeken beszivárgott vizekből (karsztos és hasadozott vízadók vizei) jelentős utánpótlódást kapnak. Ám ebben a két típus között jelentős eltérés van.

A pannon rétegek a pliocén rétegeken keresztül és a medenceperemeken beszivárgó vizekből kap utánpótlódást, melynek mértéke maximálisan 250 mm/év. A pleisztocén rétegek táplálása elsősorban a talajvízadón keresztül, valamint olyan medence területeken ahol a hidraulikus grádiens lefelé mutató, azaz beáramlási terület. (.táblázat)

Karsztból átadott készletek [ezer m³/nap]	
Bakony ÉNy-i perem	43
Bakony-Várpalotai medence	3
Vértes-Váli térség	9
Bükk hegység, Bükkalja területe	57
Porózusból átadott készletek [ezer m³/nap]	
Maros-Kőrös köze	100
Kisalföld	50

.táblázat: az utánpótlódás mértékére vonatkozó adatok egyes területeken

A hazai felszín alatti vízkészlet használatban a parti szűrősű rendszerek mellett a rétegvizek hasznosítása a második pillére az szükségletek kielégítésének. Ám ebből a fontos szerepéből következően jelentős hatásokat gyakorlunk a rendszerekre. Elmondható, hogy átlagosan 3 m-es rétegvízszint nyomáscsökkenés tapasztalható, a kiáramlási területek nagyságának mintegy 10%-os elvesztése, a talaj és rétegvizek közötti gradiens 50%-os növekedése figyelhető meg hazánkban.

Karsztok, Repedezett tárolók készletei:

Ide tartoznak az alábbi jellemzőbb képződmények pórusaiban, repedésiben található vizek:

- Mészkövek és dolomitok vizei, karsztvizek
- Homokkövek, konglomerátumok, breccsák vizei
- Görgetegekben található vizek
- Vulkáni kőzetekben található vizek
- Egyéb repedezett kőzetekben található vizek.

Mindegyikükre jellemző, hogy vízkészletük nem az elsődleges pórusrendszereiben (képződésük során kialakuló porozitás), hanem a földtani idők során bennük, rajtuk végbemenő folyamatok során kialakuló másodlagos pórusrendszereikben, repedéshálózatukban található (tektonikai repedések, mikro repedések, oldási üregek). Rendszereik tekintve lehetnek nyílt, vagy nyomás alattiak, hideg vagy meleg vizűek.

Az így kialakult repedésrendszerekre jellemző, hogy rajtuk keresztül kicsi a párolgási veszteség, a csapadék lefolyáson kívüli része azonnal és nagy mennyiségben beszivárog és hozzáadódik a készletekhez. összenyomhatatlanságukból adódóan konszolidációs készleteik a porózus rétegek vízkészletével ellentétben kis jelentőségű. Fontos megemlíteni, hogy az egymásra települt ilyen típusú képződmények között hidraulikai kapcsolat kialakulása lehetséges, egyes esetekben ez számottevő mértékű, valamint azt, hogy a rétegvíz-készletek kitermelhetőségével ellentétben a kitermelhető mennyiségek a depresszióval nem növekednek.

Becsült hideg karsztvíz készletek [km ³]	
Dunántúli-középhegység	8,69
Északi-középhegység	2,33
Déli karsztvidék (Mecsek, Villány)	2,67

. táblázat: hideg karsztkészletek hazánkban

Egy repedezett rendszer készletének meghatározásához a következő összefüggés elemeit kell meghatároznunk:

$$Cs - P = Fq + Q, \text{ ahol}$$

Cs: csapadék

P: párolgás

Fq: forrásvízhozam

Q: mélykarsztos eláramlás

A bennük tárolt víz utánpótlódása a felszínen lévőket esetében kizárólagosan a beszivárgásból, míg az eltemetett tárolók esetén a meghatározó beszivárgáson túl a hozzááramlásra keresztül is helyreállhat vízháztartása, ám ezek mértéke alacsonyabb. Mérlegüket a talajvízbe, rétegvízbe, felszíni vízfolyásokba, vagy a rájuk oly jellemző forrásokon keresztül adják le.

Az ilyen típusú vízrendszerek készletének emberi hasznosításához két fogalmat kell megemlíteni. A **lekötött készletek** azt a mennyiséget jelentik, melyek a repedezett tárolók természetes működéséhez szükséges vizet jelentik (karsztforrások, hévízforrások működése). Az **igénybe vett** vagy **maximális kitermelhető karsztvízkészlet** a beszivárgás és a lekötött készlet közti különbséget jelenti. Ez az a mennyiség, melyet ki lehet termelni a rendszerből anélkül, hogy a tároló sérülne.

Hazánkban a Dunántúli-középhegység karsztrendszeréből az 1970-90 tartó időszakban az igénybe vett készletek jóval meghaladták a lekötött készleteket drasztikus vízszintsüllyedéseket okozva ezzel, melynek hatásait a környező források elapadásával, kutak kiszáradásával lehetett igazolni.

9. ÓRA. MAGYARORSZÁG GEOTERMIKUS ADOTTSÁGAI, HÉVÍZKÉSZLETEK, PORÓZUS ÉS KARSZTOS TÁROLÓK

Magyarország geotermikus adottságai

A geotermikus energia a földkéregből származó hő, amely a Föld keletkezése óta folyamatosan tartó lehűléséből és a természetes radioaktív bomlásból származik. A hő kiáramlása a Föld felszínén a geológiailag aktív térségekben, így a kőzetlemezek határain, illetve a jelentősen elvékonyodott kéregblokkok területén a legnagyobb. Ilyen kéregblokk területre esik a Kárpát-medence, így Magyarország is.

Általánosságban az energia átadása, így a hőenergia is egy testről vagy helyről más testre vagy helyre hővezetéssel (kondukción), hőáramlással (konvekción), valamint hősugárzással (radiáción) juthat. Mindhárom esetben valamilyen közvetítő közeg biztosítja az energia átadását. A földhő konduktív és konvektív folyamatok útján, elsősorban a víz, vagy vízgőz közvetítésével kerül a felszínre. A földfelszínen hősugárzás útján érkező energia döntő részét a Napunk biztosítja. A Föld belsejéből a felszínre érkező és a potenciálisan hasznosítható hőenergia mennyiséget joule-ban számszerűsítjük.

A természetben előforduló, felszínre jutásakor 30°C-nál melegebb felszín alatti vizet nevezzük héviznek, vagy termálvíznek. A földhő azonban mesterséges úton is kitermelhető mélyfúrással, illetve a forró rétegekbe történő vízbesajtolás és ezt követő vízkitermelés útján (ún. Hot Dry Rock módszerrel).

A felszín alatti vizeink így a hévizeink jelentős része a földkéreg felső tartományában a vízfogók közti víztartókban található. E víztárolók olyan földtani közegek, telepek, amelyek fizikai szerkezetüknek köszönhetően jelentős víz akkumulálására képesek. A víztároló képesség, valamint a lehetséges vízkitermelés tekintetében alapvetően három teleptípust különböztetünk meg:

- **„A” típus: porózus víztárolók**, amelyek nagy porozitású és jó áteresztő képességű, vízzel telített, hidrodinamikailag zárt rendszerek.
- **„B” típus: karsztos víztárolók**, amelyek repedezett, karbonátos kőzetekből állnak, jellemzően nagy áteresztőképességű, hidrodinamikailag nyitott rendszerek.

- **„C” típus: medence aljzati tározók**, a medence aljzatán, a vastag üledékrétegek alatti alaphegységek. Fizikai szerkezetükben főleg a karbonátos tározókhoz hasonlóak, igen nagy nyomású és magas a hőmérsékletű zárt telepek.

Magyarország a geotermális adottságait tekintve Európa legnagyobb potenciállal bíró területe. Az ország mind a hőtartalékok, mind pedig az ennek kinyerését lehetővé tevő vízkészletek tekintetében hatalmas tartalékokkal rendelkezik. Becslések szerint Magyarország felszín alatti vízkészletekben tárolt hőmennyisége 4,7 millió petajoule, amiből a törvényi háttérrel és az elérhető technológiákat figyelembe véve jelenleg 250-350 petajoule-t lehetne hasznosítani. A napjainkban hasznosított hőmennyiség ennek ellenére kevesebb mint 4 petajoule.

Hazánk a kiemelkedően jó természeti – földtani, geofizikai, hidrogeológiai – adottságok ellenére, a hévízhasznosítás terén az elmaradott országok közé tartozik. A potenciálok jobb kihasználásával a geotermikus energia Magyarország energia-mérlegében legalább 5%-kal részesedhetne, mint megújuló, környezetbarát és hazai energiaforrás.

Hazai geotermikus energia-hasznosítás

A geotermikus energia felhasználásának három elterjedt módja van, így a hőszivattyús hőhasznosítás, a közvetlen hőellátás, valamint a kapcsolt villamosenergia és hőtermelés.

A hazai geotermikus energiavagyon nagy részét jó hatásfokkal hőszivattyús (lakóház fűtés- és hűtés rásegítés), valamint közvetlen hőellátásra (lakóépület fűtés, használati melegvíz előállítás, üvegház fűtés, terményszárítás, stb.) lehet felhasználni. Ennek oka, hogy a legnagyobb mennyiségben kitermelhető termálvizek hőmérséklete 100°C-nál alacsonyabbak, ún. kis entalpiájú rendszereket alkotnak. Az elmúlt évek során Magyarországon is növekedésnek indult a hőszivattyús rendszerek használata, ezzel párhuzamosan pedig a közvetlen hőellátást célzó beruházások is megindultak Dél-alföldi városokban (Szeged, Makó, Mórahalom).

A 120 - 150°C-nál magasabb nagy entalpiájú geotermikus rendszerek hasznosításában, így geotermikus erőművek telepítésében, közvetlen villamosenergia-termelésben azonban még nem történtek lényegi előrelépések.

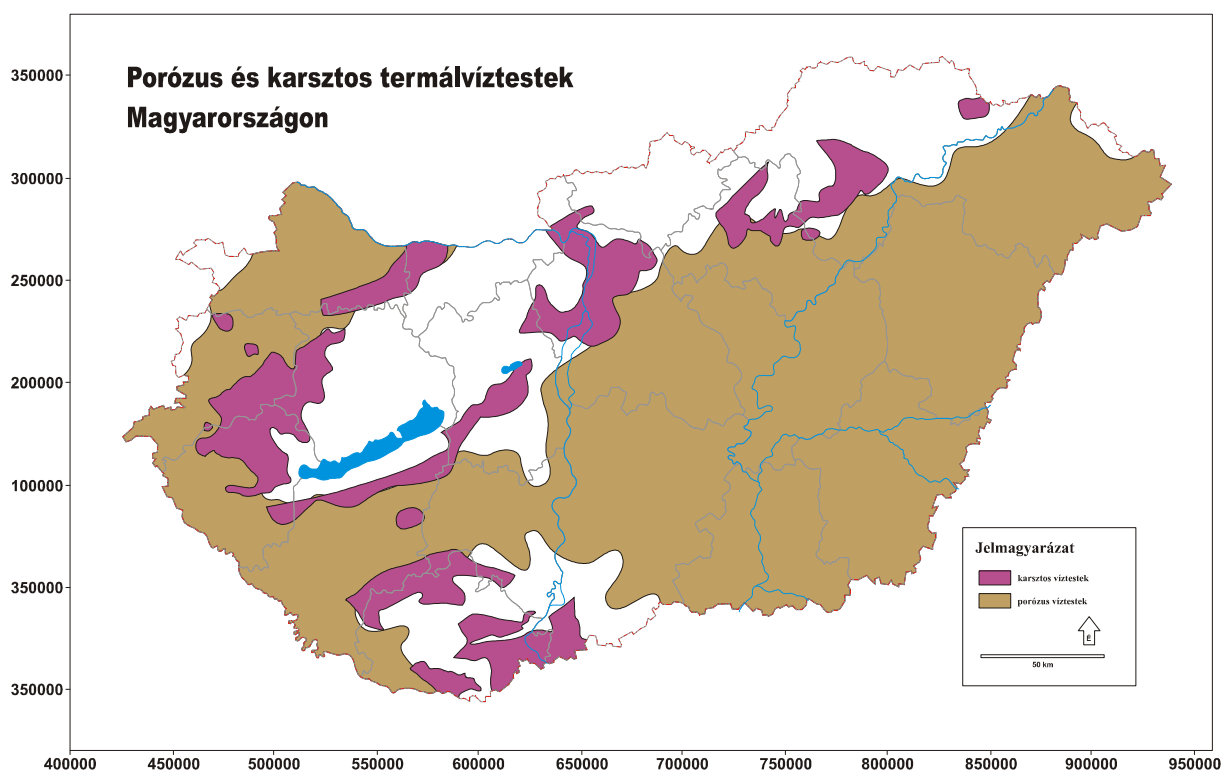
A beruházások elmaradása a magas hőmérsékletű készletek nagy mélységével (2500-3000 m), a jóval korlátozottabb víztároló kiterjedéssel, valamint a tökehiánnyal magyarázható.

Hazánkban még nem épültek geotermikus erőművek, azonban a földtani és technológiai tapasztalatok bővülése, idővel lehetőséget biztosíthat erőművek telepítésére.

A jelenlegi ismeretek alapján Magyarországon 10-100 MW elektromos potenciál becsülhető.

Porózus és karsztos tározók

Magyarországon a hasznosított termálvizet alapvetően két földtani közegből, a repedezett karsztos, valamint a porózus üledékes tározókból nyerik ki. Az ország földtani adottságait tekintve a legnagyobb mennyiségű vízkészletek az üledékes porózus kőzetekben halmozódtak fel, ugyanakkor nem elhanyagolhatók már a történelmi idők óta használt karsztos víztározók termálvize, amelyek könnyebb kiaknázhatósága miatt máig kiemelt fontosságúak a geotermikus energia-hasznosítás területén.



1. ábra: Magyarország porózus és karsztos rezervoárjainak elhelyezkedése

Porózus és karsztos kőzetszerkezetek

Az üledékek lerakódását követő diagenizáció során kialakult porozitást nevezzük elsődleges, míg a diagenizálódást követően kialakult porozitást másodlagos porozitásnak. Az előbbi esetben a szemcsék közötti és szemcséken belüli térrész, míg az utóbbi esetben a különböző

szerkezeti mozgások miatti törések, repedések képezik a folyadékok tárolására képes pórusteret.

A Kárpát-medencében zajló preneogén és neogén szerkezeti mozgások miatt jelentős területeken süllyedések és kiemelkedések alakultak ki.

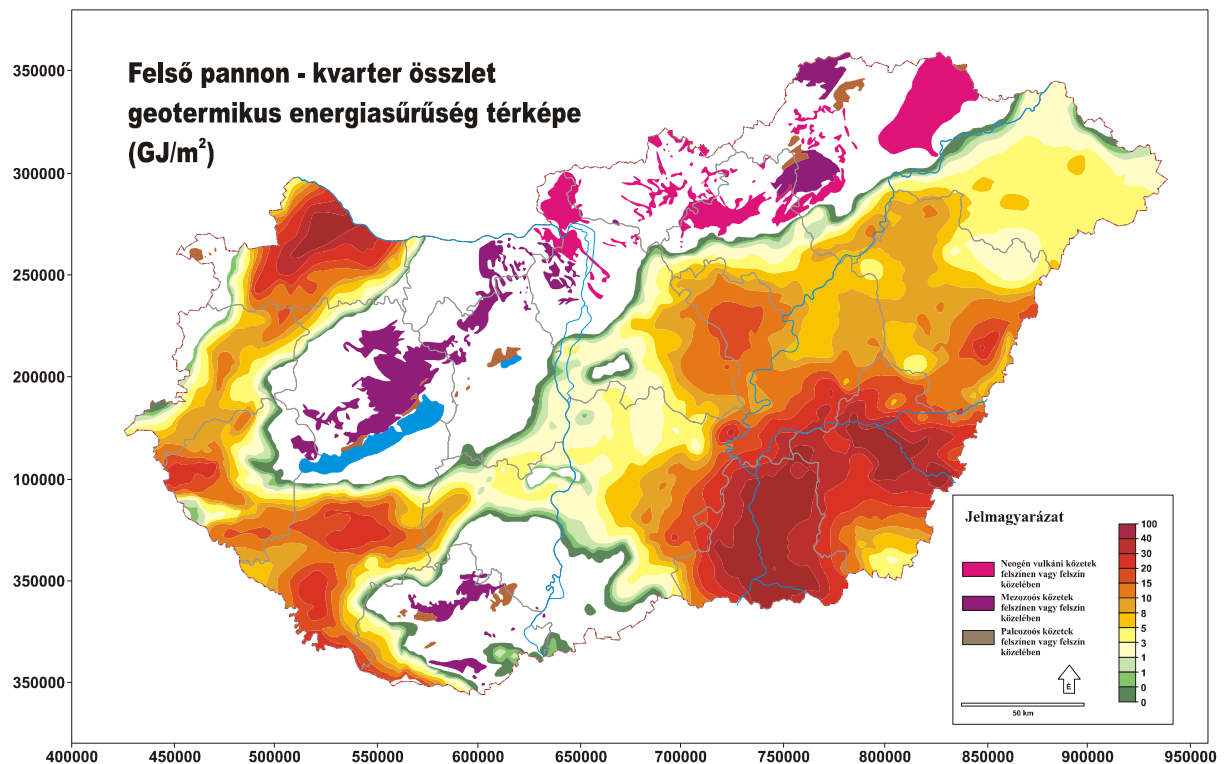
Az ország süllyedékes medenceterületein hatalmas üledékrétegek halmozódtak fel, amelynek következtében nagy mennyiségű víz akkumulálódhatott az üledékes kőzetek pórusaiban. Ezzel párhuzamosan a kiemelkedő középhegységi területek tektonizmusa során, az abban foglalt idősebb, jellemzően mezozoos konszolidált karsztos kőzettestek további feldarabolódásával járt. A széttöredezett kőzetek erősen fragmentálódott szerkezete másodlagos póruyszerkezet, amely szabadabb utat és teret biztosíthatott a víz mozgásának és felhalmozódásának.

A magyarországi porózus víztestek

A Kárpát-medencét az újalpi, neogén szerkezeti mozgások alakították ki. A miocén végétől (5,3 millió év) elkezdődött az a folyamat, amelynek következtében a pliocén közepére (4 millió év) a Pannon-medence teljes területét egy sekély, szigetekkel tagolt tó, a Pannon-tó töltötte ki. A tó a Kárpát-medence földtani folyamatait több millió éven át befolyásolta, így ezt az időszakot a hazai szakirodalom a nemzetközi korbesorolástól gyakran eltérően egyszerűen csak Pannon-kornak nevez, amely a miocén végétől a pleisztocén elejéig tartó, közel 10 millió éves időt fedi le.

A Kárpát-medence területén lezajló részleges süllyedések következtében mély medencék jöttek létre, amelyek a peremek felől érkező folyók fokozatosan feltöltötték hordalékukkal. E folyamatok következtében a medence területeken néhol több ezer méter vastag üledékrétegek halmozódtak fel. A Dél-Alföld területén Szeged, Makó, Hódmezővásárhely környékén ez a vastagság akár a 6000 métert is elérheti.

Az évmilliók során felhalmozódott hatalmas törmelékes üledékes kőzettömeg, közel 2500 m mélységben Magyarország kiterjedt részein akkumulál hasznosítható geotermikus energiát. E pannon kori rezervoárok rejtik hévízkészleteink zömét. (2. ábra).



2. ábra: a pannon rezervoárok energiasűrűség térképe

A pannon hévíz rezervoárok földtani elhelyezkedése és felépítése tekintetében négy meghatározó üledékes formációt kell megemlíteni, így az algyői, az újfalui, a zagyvai és a nagyalföldi tarkaagyag formációkat. Az algyői és a nagyalföld tarkaagyag formációk képezik azt a fekü és fedő vízzáró réteget, amelyek között az újfalui és a zagyvai vízzadó formációk találhatók.

E formációk a medence teljes területén azonosíthatók. Az Újfalui Formáció homokkőrétegei egyes területeken akár az 1400 méter vastagságot is eléri, az Alföldön a legjelentősebb a legnagyobb mértékben termelt hévízzadó közeg. A legjobb hévízkutak Dél-Alföld, Alsó-Tisza vidékén e formációból nyerik ki a termálvizet. A legnagyobb mélységű 2400 - 2500 méteres kutak kifolyó víz hőfoka 90 - 100°C körüli, de egyes területein már 1800 m-es fúrással is 99°C-os felszíni hőmérsékletű hévíz tárható fel.

A Tiszától nyugat, illetve észak-nyugat felé haladva a tárolóösszlet kivékonyodása miatt a porózus medenceüledékekből feltárható hévizek hőfoka fokozatosan csökken, Kecskemét, Kiskunhalas térségében már csak 40°C körüli víz nyerhető ki.

A magyarországi karsztos víztestek

A repedezett, karsztosodott mezozoós karbonátok alkotta rezervoárok a pannon porózus tározók aljzatát képezik, a középhegységeinkben azonban a felszínre is kibukkannak (Dunántúli-középhegység, Mecsek, Villány, Bükk, Aggteleki karszt).

Az aljzatban található mezozoós karbonátok nagy része nincs kapcsolatban a nyílt felszínre bukkanó karsztokkal (DNy-Dunántúl, D-DK-Alföld). Az aljzati karsztos rezervoárok zárt rendszert képeznek, amit a repedésekben tárolt víz magas oldott sótartalma (2-3 g/l) is bizonyít, az itteni vizek túlnyomás alatt állnak és konyhasós jellegűek (pl. Fábiansebestyén-Nagyszénás).

A szeizmikus szelvények és mélyfúrások alapján megállapítható a mélységi karsztos rezervoárok fedője, a vastagságuk azonban csak becsülni lehet, amely maximum 1000-2000 m lehet. Nagyobb geotermikus potenciállal tehát a 3000 m-nél mélyebb zónákban lehet számolni. Az itt tárolt víz hőmérséklete legalább 120°C, de geokémiai termométerek szerint a hőmérséklet akár 200 °C is lehet.

A mélységi karsztos rezervoároktól hidrodinamikailag függetlenül, találhatók a nyílt karsztos rendszerek, amelyek a felszíni kibukkanásaikon keresztül a csapadékvíz beszivárogását tesznek lehetővé. A leszivárgó víz a mélyebb és melegebb zónákban felmelegedve a hegylábak természetes termálforrásainál kerülnek felszínre. E termálforrások, alacsonyabb hőmérséklete miatt (50-70°C) hosszú ideje elsősorban a fürdővíz ellátásban (balneológia) és lakóépület fűtésben hasznosulnak (Hévíz, Budapest, Eger).

Magyarországon a geotermikusan hasznosítható mezozoós karsztos rezervoárok jóval szűkebb kiterjedésűek, mint a porózus pannon, ugyanakkor nagyobb mélységük miatt általában magasabb hőmérsékletű termálvizet tartalmaznak, így a jövőben számolni lehet az itteni készletek szélesebb körű kihasználásával.

10. ÓRA. FELSZÍN ALATTI VÍZKÉSZLETEK VÉDELME

Felszín alatti vízkészletek védelme, aktív és passzív védelem:

A felszín alatti vízkészletek védelme alatt a vízkészletek mennyiségi és minőségi védelmét értjük, melyet a hidrogeológiai paraméterek tudatos ellenőrzésével és a kedvezőtlen antropogén hatások megelőzésével érünk el. (Marton, 2009)

Juhász József (1987) a vízbázisok védelme érdekében a vízbázis 3 jellemző területét különbözteti meg: a *vízbázis területét*, ahol a vízkiemelő létesítmények vannak, a *vízbázis hatásterületét*, amelyre hatással van a vízbázis, és a *vízbázis hatóterületét*, amelyen belül a vízforgalom hat a vízbázisra. A vízkészletek mennyiségi és minőségi védelme érdekében *hidrogeológiai védőidomokat* határolnak le, melynek felszíni metszetei a *védőterületek*. A védőidom az üzemelő vagy tervezett vízkivételi műveket körülvevő felszín alatti térrész, amelyet a vízkivétel (ivóvíz, gyógyvíz és ásványvíz) érdekében a környezeténél fokozottabb biztonságban kell tartani.

A vízkészletek védelme érdekében a védőterületeken területhasználati korlátozásokat vezettek be, melynek részleteit a 123/1997-es kormányrendelet tartalmazza. A rendelet hatálya az ivóvíz minőségű vízigények kielégítését, az ásvány és gyógyvízhasznosítást szolgáló, igénybevett, lekötött vagy távlati hasznosítás érdekében kijelölt vízbázisokra, továbbá az ilyen felhasználású vízkezelésre, tárolásra, elosztásra szolgáló vízi létesítményekre terjed ki, amelyek napi átlagban legalább napi 50 személy vízellátását biztosítják. E rendelet szerint a vízbázisokat, vízi létesítményeket fokozott védelemben kell tartani. A védelem gyakorlati érvényesítéséhez vízi létesítmények létrehozásakor, üzemeltetésekor, és ilyen célt szolgáló használatakor, továbbá a távlati ivóvízkészletek védelme érdekében e rendelet szerint védőidomot, védőterületet és védősávot kell kijelölni. Felszín alatti vízbázisok esetén a védőidomot és a védőterületet belső, külső és hidrogeológiai övezetekre osztjuk. A védőidom védőövezetekre történő felosztását az elérési idők alapján, permanens vízmozgást feltételezve, a vízkivételi műtől kiindulva határozzuk meg hidrodinamikai modellek segítségével.

Az elérési idő alatt azt az időtartamot értjük, amely alatt a vízrészecske a vízkivételt körülvevő tér egy adott pontjától a vízkivételi műig elér. (Mádlné Szőnyi, 2002) A 123/1997-es kormányrendelet szerint az elérési idők alapján a vízbázisok védőövezeteit a következőképpen kell méreteznünk (1. táblázat):

Védőidom, védőövezet	Elérési idő	Felszíni védőterület védőövezeti, zónái
Belső védőövezet	20 nap	Védőidom metszete a felszínen, de minimum 10m-re a vízkivételektől
Külső védőövezet	6 hónap	Védőidom metszete a felszínen, de minimum 100m-re a vízkivételektől
Hidrogeológiai védőövezet "A" zóna	5 év	Védőidom metszete a felszínen
Hidrogeológiai védőövezet "B" zóna	50 év	Védőidom metszete a felszínen
Hidrogeológiai védőövezet "C" zóna	Teljes vízgyűjtő	Felszín alatti vízgyűjtő idom metszete a felszínen

1. táblázat: védőövezetek lehatárolása elérési idők alapján

A fejlett országokban nem mindig van lehetőség arra, hogy teljes értékű védőidomot határoljunk le a vízbázisok körül, mivel előfordulhat, hogy vagy már valamilyen szennyezés található a felszín alatti vizekben, amely idővel elszennyezné a vízbázist, vagy a kialakítandó védőterületen belül valamilyen potenciális szennyező forrás van jelen. Ezekben az esetekben valamilyen aktív beavatkozással törekedünk a vízbázisok védelmének megvalósítására. (Juhász, 1987) A vízbázisok aktív védelme történhet:

- védőkútsor telepítésével. Ekkor szabályozott vízbetáplálással az eredeti maximális vízszintnél magasabb vízszinteket hozunk létre, és az így kialakuló potenciálkülönbség segítségével tartjuk távol a szennyezőanyagot a vízbázistól. A másik lehetőség, hogy a szennyező forrás és a vízbázis közé telepített kútsorral, egy a vízbázisénál nagyobb depresszió kialakításával a vízbázis felé érkező vizet megcsapoljuk, és így a szennyező anyag elszívásával valósítjuk meg a védelmet. (Juhász, 1987)
- a szennyező anyag kibocsátás megszüntetésével
- a szennyezőforrás körülzárásával, vagy ha erre nincs lehetőség, akkor a szennyező anyag távoltartásával résfal telepítésével
- védő szivárgó telepítésével
- megfelelő termelési rend kialakításával
- szűrőzések, kutak kiiktatásával
- kutak ideiglenes leállításával.

A vízbázisok védelmére passzív módszerek is rendelkezésre állnak. Ide tartoznak:

- korlátozások és tiltások,

- továbbá a már említett késleltető védelem védőidomok, védőövezetek lehatárolásával. Juhász (1987) szerint a késleltető védelem nem elégséges, ugyanis valójában a vízbázis minőségi védelmét csak egy meghatározott időtartamra (20, 50év) biztosítjuk, így a megvédeni kívánt vízbázist visszavonhatatlanul elszennyezzük.

Sérülékenység és szennyeződés érzékenység:

A sérülékenység és a szennyeződésérzékenység fogalmak értelmezésekor feltételezzük, hogy a földfelszínre szilárd vagy vízben oldható szennyezőanyag kerül, mely a csapadék közvetítésével beszívárog a földtani közegbe. (Mádlné Szőnyi, 2002)

A sérülékenység (vulnerability) Mádlné Szőnyi Judit (1996) meghatározása szerint „*a víztartó rendszer azon becsült jellemzője, amely a felszínre vonatkoztatva megadja a felszíni eredetű közvetlen szennyezők víztartó rendszerre gyakorolt hatásának kompenzálni lehetőségét a behatolás és a víztartó adott pontjáig tartó tovaterjedés során*” Egy víztartó érzékenységét (sensitivity) ezzel szemben a víztartó közettípusától és szivárgási tényezőjétől függően határozzuk meg. Az érzékenység lényegében a víztartó szennyező anyagokkal szembeni ellenálló képessége. A sérülékenység vizsgálata esetén fontos a víztartó érzékenysége mellett a térbeli elhelyezkedés, az áramlási viszonyok, az utánpótlódás és a vízádók egymással való kapcsolatai. A sérülékenység tehát a víztartó rendszerre vonatkozó jellemző. A sérülékenység függ a szennyező anyag típusától, illetve a szennyező hatást csökkentő vagy a szennyeződés víztartóba jutását segítő természetes talajtani, geológiai és hidrogeológiai paraméterektől. (Mádlné Szőnyi, 2002)

Belső sérülékenység alatt azon geológiai és hidrogeológiai tulajdonságok összességét értjük, melyek meghatározzák a felszín alatti víz antropogén tevékenységből származó szennyezőkkel szembeni érzékenységét. (Doerfliger, 1996)

Egy adott szennyezőre vagy szennyező csoportra nézve a specifikus sérülékenység jellemzi a víztartó rendszer sérülékenységét, melynek meghatározásához egyaránt figyelembe veszik a szennyező anyag típusát és a víztartó szennyezést érintő tulajdonságait. (Doerfliger, 1996)

Mivel a specifikus sérülékenység meghatározása minden egyes szennyezőanyagra költséges és időigényes folyamat lenne, ezért egy általános sérülékenységet szoktak megadni egy adott vízádó rendszerre. (Mádlné Szőnyi, 2002)

Egy víztartó rendszer veszélyeztetettsége a sérülékenység és a szennyező terhelés függvénye, tehát csak a tényleges szennyezőforrás, környezeti hatás esetén vizsgálható. Szennyezőforrás hiányában nagy sérülékenység esetén sincs veszélyeztetettség. Környezeti

hatásvizsgálat esetén a potenciális szennyezőforrások várható hatásai és a víztartók ismeretében a környezeti kockázat és a veszélyeztetettség becsülhető.

A felszín alatti víztartó rendszerek sérülékenységeinek meghatározására számos becslési eljárást dolgoztak ki. A becslési eljárások lehetnek kvalitatív, félkvantitatív és kvantitatív módszerek. Magyarországon az egyik leggyakrabban alkalmazott sérülékenység becslési eljárás a DRASTIC módszer. (Aller et al., 1987) A módszer 7 paramétert vizsgál, melyek kezdőbetűiből adódott a DRASTIC mozaikszó.

- D: **Depth to groundwater**: a víztükör mélysége
- R: net **Recharge**: nettó utánpótlódás
- A: **Aquifer media**: a vízáadó anyaga
- S: **Soil media**: a talaj anyaga
- T: **Topography**: topográfia
- I: **Impact of vadose zone**: a telítetlen zóna vezetőképessége
- C: **hydraulic Conductivity**: a vízáadó vízvezető képessége

A fenti paramétereket pontozással értékeljük és a pontok súlyozott összegéből kapjuk meg a DRASTIC indexet.

$$D_i = \sum_{j=1}^7 (W_j * R_j)$$

D_i : egy térkép egység DRASTIC-indexe

W_j : a j paraméter súlya

R_j : a j paraméter értéke

Az értékelés első fázisában az egyes paraméterek pontértékei alapján el kell készíteni a vizsgált terület sérülékenységi tényezőinek alaptérképét, majd egymásra vetítve kiszámolni a kialakult területelemek DRASTIC indexét.

A felszín alatti vizek sérülékenység becslési eljárásai bizonytalanságokkal terheltek, mely bizonytalanságok adódhatnak az adatok hibás gyűjtéséből és feldolgozásából, illetve a felhasznált modellek nem megfelelő felépítéséből, kiértékeléséből.

Magyarországon a felszín alatti vizek védelme alapvetően két szinten valósul meg. Kisebb léptékben kiemelt vízminőség védelmi területeket jelölnek ki, nagyobb léptékben pedig a kutakhoz tartozó elérési idők alapján védőidomokat, védőterületeket határolnak le. (Mádlné Szőnyi, 2002)

A 219/2004-es kormányrendelet alapján a felszín alatti vizek minőségére nézve megkülönböztetünk fokozottan érzékeny, érzékeny és kevésbé érzékeny területeket. A felszín alatti vizek minőségi állapota szempontjából fokozottan érzékeny területeknek minősülnek:

- a) a távlati ivóvízbázisok, ásvány és gyógyvízhasznosítást szolgáló vízkivételek – külön jogszabályban meghatározott – kijelölt vagy kijelölés alatt álló védőterületei
- b) azon karsztos területek, ahol a felszínen vagy a felszíntől számított 10m-es mélységen belül mészkő, dolomit, és mész- vagy dolomitmárga képződmények találhatóak.
- c) a vízgazdálkodásról szóló 1995. évi LVII. törvény szerint állami tulajdonban lévő felszíni állóvizek mederéltől számított 0,25km-es parti sávja, valamint a természetes fürdővizek minőségi követelményeiről szóló 273/2001-es kormányrendelet szerint regisztrált természetes fürdővizek 0,25-1km közötti övezete.
- d) a nemzetközi jelentőségű Vadvizek jegyzékébe felvett területek és a külön jogszabályban meghatározott Natura 2000 vizes élőhelyei

A felszín alatti vizek minősége szempontjából érzékeny területeknek minősülnek:

- a) azok a területek, ahol a csapadékból származó utánpótlódás meghaladja 20mm/évet
- b) azok a felszín a felszín alatti vízminőség szempontjából fokozottan közép nem tartozó területek, ahol a felszín alatt 100m-en belül mészkő, dolomit, mész- vagy dolomitmárga képződmény találhatóak
- c) azon porózus fő vízáadó képződmények, ahol a fő vízáadó képződmények teteje a felszín alatt 100m-en belül található.
- d) a vízgazdálkodásról szóló 1995. évi LVII. törvény szerint állami tulajdonban lévő felszíni állóvizek mederéltől számított 0,25-1km közötti övezete.
- e) a fokozottan érzékeny területek „d” pontjában nem említett, de külön jogszabály által kijelölt védett természeti területek

A felszín alatti vizek szempontjából kevésbé érzékeny területek:

- azon területek, amelyek sem a fokozottan érzékeny, sem az érzékeny kategóriába nem tartoznak bele.

Abban az esetben, ha egy vizsgált pontra több kategória definíciója is érvényes, akkor a listán előrébb található kategória szabja meg a terület érzékenységet.

A felszín alatti vizek jó állapotának megőrzése érdekében a rendeletben a következő határértékeket különítették el:

- háttér-koncentráció: reprezentatív érték, az egyes anyagok természetes vagy ahhoz közeli állapotát jellemző koncentrációja a felszín alatti vízben illetve a talajban.
- bizonyított háttér-koncentráció: adott térségre jellemző a háttér-koncentráció helyett alkalmazandó koncentráció, ami a természetes adottságok, továbbá a felszín alatti vízen, földtani közegen kívül más környezeti elemek keresztül kialakuló történő terhelés hatására alakul ki.

- szennyezettségi határérték: jogszabályban vagy ennek hiányában, hatósági határozatban - felszín alatti víznél az ivóvízminőség és a vízi ökoszisztéma igényei, földtani közeg esetén a talajok multifunkcionalitásának és a felszín alatti vizek szennyezéssel szembeni érzékenységének figyelembevételével – meghatározott kockázatos anyagkoncentráció.
- kármentesítési szennyezettségi határérték: komplex értékelésen, a kockázatos anyagnak a környezeti elemek közötti megoszlására, viselkedésére, terjedésére vonatkozó méréseken vagy modellszámításokon, mennyiségi kockázatfelmérésen alapuló, a területhasználat figyelembevételével, a kármentesítési eljárás keretében, hatósági határozatban előírt koncentráció, amelyet az emberi egészség és az ökoszisztémák károsodásának megelőzése érdekében a kármentesítés eredményeként el kell érni
- egyedi szennyezettségi határérték: a telephelyen a szennyezettségi határérték helyett a Kt. hatálybalépésekor már folytatott tevékenység esetében, vagy azokon a területeken, ahol a bizonyított háttér-koncentráció meghaladja a szennyezettségi határértéket; a helyzet tényleges ismerete alapján mennyiségi kockázatfelmérésre támaszkodóan, a területhasználat figyelembevételével hatósági határozatban megállapított szennyezettségi határérték. Az egyedi szennyezettségi határérték nem lehet szigorúbb a szennyezettségi határértéknél és nem lehet enyhébb a vizsgálattal megállapított tényleges szennyezettségi koncentrációnál, illetve a kármentesítési szennyezettségi határértéknél.

Felhasznált irodalom:

- Aller L., Bennet T., Lehr J. H., Petty R. J. (1985): DRASTIC: A standardised system for evaluating groundwater pollution potencial using hydrologic settings. U. S. EPA, Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, Ada, OK, EPA/600/2-85/0108, 163pp.
- Doerfliger, N. (1996): Advances in karst groundwater protection strategy using artificial tracer tests analysis and multiattribute vulnerability mapping (methode EPIK). Unpublished. Ph.D. Thesis, University of Neuchatel, Switzerland, 308p.
- Juhász J. (1987): Hidrogeológia. Akadémia Kiadó, Budapest, 1-972.
- Mádlné Szőnyi J. (1996): A víztartó rendszerek sérülékenységi vizsgálata. Elméleti háttér és gyakorlat. Egyetemi doktori disszertáció, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani tanszék, Budapest. 1-138.
- Mádlné Szőnyi J. (2002): Felszín alatti vízkészletek sérülékenységének meghatározása. (Kézirat)
- Marton, L. (2009) Alkalmazott hidrogeológia, ELTE Eötvös Kiadó, p.626.

11. ÓRA. EMBERI TEVÉKENYSÉG HATÁSA A FELSZÍN ALATTI VIZEKRE, **TRANSPORTFOLYAMATOK**

Hazánkban a vízigények kielégítése (balneológiai, ipari, mezőgazdasági, ivóvíz) csaknem teljes mértékben felszín alatti forrásokból származik. Ezek a hatások olyan mértékben megnövekedtek napjainkra, hogy azok már jelentős hatást gyakorolnak a felszín alatti áramlási rendszerekre, megváltoztatva azok eredeti irányát.

Az Alföldön az első kifolyó vizet adó kutat 1879-ben fúrták, 1900-ban már 2400 kutat számoltat össze hazánkban. A XX. század közepére a vízellátást szolgáló kutak száma elérte a 24 000-t, 1980-ban a 58 000 kutat tartottak nyilván, ebből 43000 az Alföld területén.

A Föld édesvíz készleteit két világméretű káros hatás fenyegeti: a vízbázisok túlzott mértékű használata és a vizek elszennyeződése. Mindkettő az emberi tevékenységből ered, és nem ritkán egyszerre, együtt jelenik meg, mellyel az emberiség mennyiségileg és minőségileg is befolyásolja a vízkörforgás elemeit.

A túltermelés nem jelent mást, mint hogy az átlagos vízkivétel mértéke tartósan meghaladja az átlagos utánpótlódás mértékét. Hatására a potenciometrikus szintek fokozatos süllyedése, a források hozamának csökkenése, az áramlási rendszer(ek) áramképének megváltozása, utánpótlódás módosulása, térszíni süllyedések bekövetkezése, fokozódó vízminőség-romlás és nem utolsó sorban a kitermelési költségek növekedése figyelhető meg.

Megoldás ezen problémák orvoslására valamint megelőzésére a készletek túlhasználatának elkerülése, a természetes környezet védelme (a vízfolyások alaphozamának biztosítása; a parti növényzet, vízi ökoszisztémák, vizes élőhelyek védelme), a társadalom vízigényének csökkentése, a készletek hosszú időtartamú megőrzése jelenthet annak érdekében, hogy a következő generációk számára is biztosított legyen a kellő mennyiségű és minőségű víz.

A feladat a felszíni és felszín alatti vizek koordinált használata oly módon, hogy az utóbbiak tartalékoljanak többlet vízkészletet a bővizű periódusokban és tárolóként működjenek a száraz periódusokban. Jelen probléma azonban az, hogy egyes vízbázisok esetén a készlet nem megújuló, ezért használata nem lehet fenntartható. A rendszer új egyensúlyi állapotának, a *fenntartható termelés állapotának* eléréséhez kell tartania. A szivattyúzásnak vagy az utánpótlódás (recharge) növelését és/vagy más vízelvonások csökkentését kell biztosítania. A felszín alatti víz szivattyúzása rendszerint kis hatással van az utánpótlódásra, ahol a folyó vagy vízvázasztó távol van, vagy a talajvíz mélyen áll, és ahol az utánpótlódás a klimatikus viszonyok függvénye, így az egyéb vízelvonások mértékét kell

leszorítania. A természetes vízelvonást csökkentheti a szivattyúzás például azáltal, hogy süllyeszti a magasan álló talajvízszintet s ezzel csökkenti az evaporációt.

Az elmúlt fél évszázadban robbanásszerűen megnőtt a felszín alatti vizek igénybevétele közösségi, ipari és mezőgazdasági célokra. Ennek következtében nem csak hazánkban, de világszerte jelentkeznek problémák. (vízszintcsökkenés, irreverzibilis térszíni süllyedés, stb.)

Magyarországon az Alföld nagyobb városaiban a kútcsoportos vízművek már az 1970-es évek közepére jelentős mélységű és kiterjedésű depressziós terek kialakulását idézték elő. A tartós, koncentrált nagy rétegvíz-kitermelés következtében regionális léptékű nyomásszint-csökkenés állhatott elő, amely a peremterületeken az áramlási rendszerek megváltozásához vezet. (pl. Debrecen: nyomásesés 24m, léptéke 20km; Szeged nyomásesés 8m, léptéke 10km) Ezen két jelentős hatáson túl a nagymértékű rétegvíz-kitermelés következtében megnövekednek a vertikális hidraulikai gradiensek, ami hidraulikai értelemben a szivárgási sebességek arányos növekedését jelenti, az adott rendszer szennyezésekkel szembeni sérülékenységeinek növekedését eredményezi.

A viszonylagosan védettebb rétegvizekkel szemben a talajvíz nagymértékben ki van téve az emberi tevékenység hatásának. Felszínhez közeli vízkivételek növekedése sok helyen vont maga után a talajvízszintek süllyedését egyes esetekben igen drasztikus mértékeket öltve. Ennek ellentétes irányú komponense is megfigyelhető, ha a csatornázottság nem követi a vezetékes ivóvízellátás kiépülését, ekkor a települések területén emelkedő talajvízszintek is előfordulhatnak. Jó példa erre az 1960-as évek közepe óta a Nagykunságban és a Tisza mentén Szegedig a talajvíz folyamatosan emelkedett, helyenként meghaladta a +4m-t. Majd az 1970-es évektől a Duna-Tisza közén jelentős talajvízszint csökkenések figyelhetők meg, amelynek okát a szárazság mellett a nyomás alatti rétegvizek fokozott mértékű kitermelésében látták.

A felszín alatti vízkészlet egy egységes hidraulikai rendszer, amelyben mind a nyomásváltozások terjedése, mind a folyadékok mozgása különböző mértékben folyamatosan végbemegy. Tartós, több évtizedes víztermelés során kapcsolat létesül a talajvíz és a mélyebb rétegvizek között. A fenti kapcsolat akkor is létrejön, ha a vízbázist jelentő vízadó összletet 20-50 m vastag iszapos, agyagos vízrekesztő (vízlassító) rétegek választják el a talajvíztől, veszélyeztetve annak elszennyeződését.

Vízszennyezés alatt az emberi tevékenység hatására kialakuló olyan körülményeket értjük, melyek közvetlenül befolyásolják a felszíni, illetve a felszín alatti vizek minőségét. Vízszennyezést okoz minden olyan anyag megjelenése vízben, mely károsan befolyásolja a természetes vizek emberi fogyasztásra való alkalmasságát, illetve korlátozza vagy lehetetlenné teszi a vízi élet számára.

A szennyezések módjait két nagy típusát különböztetjük meg pontszerű, és diffúz. E két csoport összehasonlítását láthatjuk az alábbi táblázatban:

	<u>PONTSZERŰ</u>	<u>DIFFÚZ</u>
<i>Jellemző tulajdonságok</i>	- Szerves anyagok - Tápanyagok - Fémek - Szerves mikroszennyezők - Sók - Bakteriális szennyezők	- Szerves anyagok - Tápanyagok - Fémek - Szerves mikroszennyezők - Sók - Bakteriális szennyezők - Lebegőanyagok - Partikulált anyagok - Szénhidrogének
<i>Forrás</i>	Települések - Háztartások - Ipar	- Felszíni lemosódás - Talajvíz - Mezőgazdasági termelés
<i>Időbeliség</i>	Állandó	Változó (Hidrológiai tényezők)
<i>Helye</i>	Ismert	- Vonal menti - Területi
<i>Koncentráció</i>	Nagy	Alacsony
<i>Terjedési útvonalak</i>		Transzportútvonalak - Légtörzi kihullás - Felszíni lefolyás - Felszín alatti víz

A szennyező anyagokat sokféleképpen lehetséges csoportosítani. A szennyezést okozhatja természetes anyag abnormális koncentrációja, vagy természetidegen anyag (pl. xenobiotikum, peszticid). A szennyezőanyagok fizikai állapotukat tekintve lehetnek szilárdak, vizes fázisban oldott, szuszpendált formában, vagy vízben oldva. Kémiaiilag lehetnek szerves vegyületek, szervetlen elemek, vagy szervetlen vegyületek. Hatásaik alapján lehetnek toxikusak, mutagének, karcinogének, teratogének stb.

A szennyezések csoportosításánál az egyik legfontosabb elkülönítés az eltávolítása szempontjából lényeges, hogy a szennyezőanyagra alkalmazhatók-e a fő hidrodinamikai törvényszerűségek. Ez alapján megkülönböztetünk *konzervatív szennyezőanyagokat*, melyek a víz mozgását követik, és *nem konzervatív szennyezőanyagokat*, melyek más törvényszerűségeket követnek.

A nem konzervatív szennyezőanyagokat szokás nem vízfázisú folyadékoknak nevezni.(Angol: Non-Aqueous Phase Liquids: NAPL). A NAPL vegyületek mozgását a sűrűségük határozza meg, ennek megfelelően könnyű (LNAPL) és nehéz (DNAPL) nem vízfázisú vegyületekről beszélünk. A DNAPL vegyületek nagy sűrűségük miatt lesüllyednek a vízadók alá, míg a LNAPL vegyületek kis sűrűségük miatt a víz tetejére úsznak ahol önálló fázist képeznek.

A vízkészletek elszennyeződéseinek lehetséges módjai közül a felszínről érkező kontamináció a leggyakoribb és legjelentősebb, ami egyértelműen antropogén eredetű. Keletkezhet a károsodott minőségű felszíni vizek beszivárgásából, vagy szilárd és cseppfolyós anyagok lokális vagy területi felszín alá jutásából. A felszíni vizek szennyeződési főleg ipari és mezőgazdasági forrásból erednek.

A kiömlő folyadékok havária jellegű beszivárgása, a talaj felszínére került szilárd kémiai és radioaktív anyagok bemosódása, a kommunális szennyezőkből származó anyagok migrációja a talajvizek és talajok kontaminációjának végtelen számú változatát eredményezik. A rétegvizek esetében döntően biztosított az antropogén hatások kivédése, de nagy mennyiségű, hosszú ideig tartó vízkitermelés hatására az áramlási viszonyok olyan mértékben módosulhatnak, hogy lehetővé válik a felszínről történő kontamináció még vastag védőréteg esetén is. Ennek elkerülésére, valamint a vízkészletek védelmére szolgál a vízbázisok védelme.

A felszín alatti vizek védelme azt jelenti, hogy azoknak mind mennyiségi, mind minőségi paramétereit tudatos ellenőrzés alatt kell tartanunk úgy, hogy az antropogén tevékenység ne okozhasson visszafordíthatatlan káros hatásokat. A védelem fajtái:

Aktív védelem:

- védőkútsor (szivattyúzás-injektálás),
- védő szivárgó,
- szennyezőforrások felszámolása,
- megfelelő termelési rend,
- szűrőzések, kutak kiiktatása,
- kutak ideiglenes leállítása.

Passzív védelem:

- védőidom kijelölés,
- korlátozások, tiltások.

A hazai szabályozás legfontosabb eleme a *123/1997 (VII.18) Kormány rendelet a vízbázisok, a távlati vízbázisok, valamint az ivóvízellátást szolgáló vizilétesítmények védelméről* szóló szabályozás.

Ez a rendelkezés adott elérési idő (az az időtartam, ami alatt a vízrészecske egy adott

pontból a vízkivételig eljut, meghatározandó 20 nap, 6 hónap, 5 év és 50 évre) alapján határozza meg egy vízbázis védőidomait, védőterületeit illetve azokon érvényes korlátozásokat.

- **Védőidom:** az üzemelő vagy tervezett vízkivételi műveket körülvevő *felszín alatti térrész*, amelyet a vízkivétel (ivó-, ásvány-, gyógyvíz) - mennyiségi, minőségi – védelme érdekében a környezeténél fokozottabb biztonságban kell tartani.

- **Védőterület:** az üzemelő vagy tervezett vízkivételi műveket körülvevő *terület*, amelyet a vízkivétel (ivó-, ásvány-, gyógyvíz) - mennyiségi, minőségi – védelme érdekében a környezeténél fokozottabb biztonságban kell tartani. A védőterület általában körülveszi a vízkivételi műveket, de egyes esetekben azoktól elszakadva is megjelenhet.

Transzport

A szennyezőanyagok migrációját négy különböző folyamat befolyásolja. Ezek az advekción, a diszperzió, az adszorpción és a degradáción.

Az advekción az a folyamat, melynek során a felszín alatti vízmozgás magával szállítja az oldott anyagokat. (tehát: az oldott anyagok vízzel való együttes tömeges áramlása.) Az advektív szennyezőanyag-áram a közegen belüli átlagos áramlási sebesség és a koncentráció szorzata (Kovács 2004).

A diszperzióon belül három folyamatot különíthetünk el a diffúzióon, a hidrodinamikai diszperzióon, és a makrodiszperzióon (Kovács et al. 1998):

A *diffúzió* a koncentráció-különbségből adódó áramlás. Az eltérő koncentrációjú helyek potenciálja között különbség van, a diffúzió folyamata során ez a különbség egyenlítődik ki és ez az, ami az áramlást indukálja. A *hidrodinamikai diszperzió* a porózus közeg tortuozitásának (kanyargósság) az áramlás sebességére és irányára kifejtett hatásából adódik. A pórusokban, két talajalkotó részecske között a víz áramlássebessége eloszlást mutat. Ezt a részecskék körül kialakult hidrátburok hozza létre, mert a buroknál az áramlási sebesség nulla, hézag közepe felé haladva a sebesség nő. Az áramlás iránya pedig, a részecskék kikerülése miatt változik állandóan. A hidrodinamikai diszperzió speciális esete a *makrodiszperzió*, amit a talaj heterogenitása okoz. Tehát az áramlás olyan rétegeken keresztül történik, amelyeknek másak a hidrogeológiai jellemzői (pl. porozitás, szivárgási tényező stb.). Ennek következtében egyes rétegekben a szennyező gyorsabban képes haladni.

Az *adszorpció* folyamata az, amikor a talajalkotók felületén megkötődnek a szállított anyagok. Ki kell hangsúlyozni, hogy ez a megkötődés reverzibilis, vagyis a szennyezőanyagok újra oldatba tudnak menni. Ez a megkötődés/elválás jelentősen befolyásolja a szennyeződés terjedésének mértékét, hiszen ez a folyamat az áramlási pályán sokszor bekövetkezhet egymás után. Ha az oldatban lévő anyagmennyiség és az adszorbeált anyagmennyiség között egyensúly alakul ki, akkor az alábbi egyenlettel lehet leírni azt:

$$\hat{C}=K_dC$$

, ahol a $\hat{C}$ a szennyezőanyag koncentrációja a talajban, a C a szennyezőanyag koncentrációja a talajvízben a K_d pedig a megoszlási együttható (partition coefficient). A talajbani koncentráció és a talajvízbeni koncentráció összefüggését leíró függvényt a hőmérséklet befolyásolja. Abban az esetben, ha egyenes arányosság áll fent a megkötött és a pórus folyadékokban lévő anyagmennyiség között, a K_d állandó. Az így kapott izoterma pedig a Henry-féle adszorpció izoterma.

Általában viszont az mondható el, hogy a gyakorlatban, a két koncentráció között nem írható fel egyenes arányosság. Két izoterma van, amely a nem lineáris adszorpciót leírja a Freundlich és a Langmuir izoterma. A kettő közötti különbség az, hogy a Freundlich izoterma abban az esetben írja le jól az adszorpció folyamatát, ha kicserélődéssel történik a szennyezőanyag megkötődése, tehát már egy megkötődött M anyagra az SZ szennyezőanyag kicserélődik a SZ koncentrációjának függvényében, míg a Langmuir izoterma esetében nincsen M anyag a rendszerben, a megkötődési helyek üresek, egy telítődési görbe jelleget mutatva közelít a folyamat egy maximális adszorbeált mennyiséghez. A természetben lejátszódó folyamatoknál viszont, nem lehet azt mondani, hogy csak az egyik, csak a másik játszódik le. Mind a kettő egyszerre van jelen, épp csak attól függ, hogy melyik jelleget ölti fel a rendszer, hogy melyik folyamat szerepel nagyobb súllyal.

A *bomlás*, mely esetében beszélhetünk kémiai és radioaktív bomlásról, az anyagok idő előre haladtával lejátszódó degradálódását jelenti. Ebből következően csökken a szennyezőanyag mennyisége.

Ezekon felül a szennyezőanyag terjedését befolyásolják még a talajban lejátszódó reverzibilis és irreverzibilis kémiai reakciók is, melyeknek következtében vagy mobilizálódnak a részecskék felületéről, vagy megkötődnek azon a szennyezőanyagok. Ezeket viszont nehéz nyomon követni, mivel a szennyezések alapvetően kevert, sok komponenst tartalmazó rendszerek.

12. ÓRA. MAGYARORSZÁG HIDROGEOLOGIÁJA

Magyarország területének nagy része síkság és dombság, itt igen vastag, kevésbé konszolidált üledék fedi az alaphegységet. E nagyméretű medence kitöltő üledékei rejtik magukban a legnagyobb rezervoárokat, de mi a tározóközetek földtörténeti koruk sorrendjében fogjuk bemutatni, így az alaphegység bemutatásával kezdjük.

Paleozoós-mezozoós alaphegység

Az alaphegység a Kőszegi- és Soproni-hegységben, a Dunántúli-középhegységben, az Északi-középhegységben, valamint Mecsek-Villányban bukkan felszínre, azonban az aljzatot ért fúrásoknak köszönhetően országszerte ismerünk ideszűrőzött kutakat.

A penninini típusú, Rohonci-ablakban megjelenő anchimetamorf összlet, és a Kisalföld aljzatában, valamint a Soproni-hegységben található Ausztroalpi-egységek vízföldtani szempontból általában nem jelentősek. De a kiemelt helyzetű (Pinnyei-hát), alpi analógiák alapján, valószínűsíthetően devon korú dolomitból (Büki Dolomit) táplálkozik Bükfürdő hévízkútja (LÉCZFALVY S., 2004).

A Dunántúli-középhegységben nagyvastagságú mezozoós-paleogén összletet találunk. Az alsó és középső triász korú dolomitok jól kristályosodott voltak miatt alacsonyabb permeabilitásúak. A medence környezetben képződött márgák, valamint a ladin tufaszórásból származó agyagtartalmú képződmények vízrekesztők. A karnitól a hettangi korszakig létező karbonátplatformok üledékei (Budaörsi és Fődolomit, Dachsteini, Kardosréti, Pisznicei Mészkő) a fő vízadók. A köztük kialakult, intraplatform és a jura időszaki medencékben lerakódott agyagos, tűzköves mészkövek, márgák alacsony szivárgási tényezővel jellemezhetők. A kréta rétegsor uralkodóan vízrekesztő, de három fontos, függő víztartóként megjelenő mészkőszintet ismerünk ebből az időszakból. A karsztosodás szempontjából még az eocén numuliteszes mészköveket fontos megemlítenünk. (VÉGH S., 1976)

A szerkezeti fejlődés során kialakult töréses szerkezetek, a fáciestani differenciáció, a szárazulati események hosszának különbsége a vízföldtani paraméterek között jelentős mértékű anizotrópiát okozott (VÉGH S. et al, 1987), a Hegység teljes területe azonban összefüggő karsztrendszerként viselkedik, melynek peremén forrásokon keresztül történik a megcsapolódás. Ilyen források a Hévízi-tó (ami Európa legnagyobb hévizes tava), a Tapolcai-

tavasbarlang, a tatai Fényes-források, az esztergomi langyos források, valamint a budai hévforrás vonal. A Hévízi-tó alatt található Amphóra-barlangban, és a Molnár János-barlangban jelenleg is megfigyelhetjük a keveredési korrózió jelenségét, amikor is a regionális áramlási pályán érkező, felszálló hévizek és a csapadékból beszivárgó hidegvizek keverednek. A Budai-hegység kiemelkedésével a keveredési zóna egyre mélyebbre kerül, viszont a fosszilis járatokban az ilyen kialakulásra jellemző ásványparagenezis (kalcit, hegyitej, gipsz), és formák (gömbüstök, gömbfülkék, „karácsonyfa”) bizonyítják az itt található barlangok hasonló eredetét (LEÉL-ÖSSY SZ., 1995).

A Középhegységben található ásványkincsek (bauxit, barnaköszén, mangánérc) mélyszinti bányászatát a karsztvízbetörés veszélyeztette, ez ellen a bányák környezetében depressziós tölcsek kialakításával védekeztek (ALFÖLDI L., 2007). Az 1960-as évektől 1990-es évekig a vízáradó természetes utánpótlódásánál (600 m^3 percenként, bár ennek becslése is igen nagy bizonytalansággal terhelt (ALFÖLDI L., 2007, MÁRKUS L. et al, 1999, KOVÁCS J., 2007) nagyobb mennyiséget emeltek ki, ami regionális vízszintsüllyedéshez vezetett. Nyírád környékén 110 m-t is elérte a vízszintcsökkentés mértéke, melynek következtében a Tapolcai-tavasbarlang is kiszáradt. A Hévízi-tó hozama és hőmérséklete is csökkent, mivel a környezetében a bányavíz-telenítési és balneológiai céllal kivett víz csökkentette a tóba jutó termálvíz mennyiségét (JOCHÁNÉ EDELENYI E., 2000). Hasonló problémák léptek fel a budai források környezetében is (SÁRVÁRY I. 1995). A rendszerváltás után, a mélyszinti bányák többségének bezárásával a vízkivételek főként csak a kommunális vízellátási céllal maradtak meg, így a rendszerben megindult a visszatöltődés, előrejelzések szerint 2015-2020 körül éri el a permanens állapotot a rendszer. A források egy része is meg fog szólni ekkorra (SIMONFFY Z. 2005), bár nem mindegyik, hiszen bizonyos mértékű koncentrált víztermelést továbbra is fenn kell tartani a lakosság vízigényének kielégítése végett. (CSEPREGI A., 2007)

A Bükk-hegységben, az Aggteleki Karszton, és a Mecsekben jelentős méretű barlangok alakultak ki, a nagyrészt triász korú mészkőben, és ezekben a hegységekben történik az őket körülvevő, kainozoós üledékekkel fedett, alaphegységbe fúrt kutak vízutánpótlódása. (Bogács, Harkány stb.)

Az Alföld aljzatában több helyen is miocén korú mészkőtározókat ismerünk (Dávod, Kecel, Nagybaracska).

Neogén vízadók

Azonban az Alföldön a legjelentősebb sós, termálvízadó a felső-pannóniai Újfalu Homokkő Formáció. Langyos vizeket találunk a Zagyvai Formáció mederkitöltés, övzátöny eredetű homokkő közbetelepüléseiben. (BARCZA M. et al, 2010)

Az ország síkvidéki területein a lakosság édes, hidegvíz igényeit a pleisztocén sorozatokból elégítik ki. A Pannon-tó feltöltődése után, a mai folyók ősei a Kárpátok és az Alpok felől töltötték fel a süllyedő medencét (intramontán molassz medence). A Kisalföldön, a Szigetközben és a Csallóközben a Duna, a Nyírségben az ős-Tisza és mellékfolyói, a Délkelet-Alföldön a Maros alakította ki a legnagyobb méretű hordalékkúpját. A Nyírségben

Az Alföld északkeleti részén, az alsó-pleisztocén sorozatokból történik a legjelentősebb vízkiemelés („vízműves rétegek”). A középső-pleisztocén folyamán a folyók által szállított hordalék szemcsemérete csökkent, megjelentek mocsári, tavi környezetek, mely miatt a szivárgási tényező kisebb, mint az alatta és felette található rétegekben. De itt is találhatunk homokos betelepüléseket, melyekből ugyancsak nagymértékű víztermelés folyik („Biogal” rétegek: Debrecenben a Biogal üzeinek kútjait ide szűrőzték). A felső-pleisztocént ugyancsak jobb, bár az alsónál kisebb vezetőképesség jellemezi („kékhomok rétegek”). Ezenkívül fontos a felszín közelében található talajvízadó rétegek. A hordalékkúpok üledéktani jellegzetessége, hogy a rétegek gyorsan kiemelkednek, lencsés megjelenésűek. Ennek vízföldtani következménye, hogy a vízadók között bonyolult irányokban ugyan, de jelentős mértékű kommunikáció lehetséges (MARTON L. & SZANYI J., 1997). A városok környezetében túltermelés mutatkozik, a vízműves rétegekben, Debrecen térségében 30 m-t csökkentek a potenciometrikus szintek (MARTON L., 2009; 2010). A talajvízszint változás iránya pár év késéssel követi a rétegvíz változását, amit a megnövekedett függőleges irányú utánpótlódás okoz (SZANYI J. & KOZÁK M., 1994; MARTON L. & SZANYI J., 2000; SZANYI J., 2004; BARCZA M., 2009)

TÓTH J., (1963, 1970) elméleti munkássága nyomán, a különböző vízadók közötti potenciálkülönbség, a rétegvizek hőmérsékleti anomáliái, valamint a mélységi vizek kémiai összetétele alapján átértékeltek az Alföld hidrogeológiai térképeit, és felismerték áramlási rendszereit. A kiemelt, futóhomokkal borított hátságok (Nyírség, Duna-Tisza-közi Homokhátság, Deliblát), valamint a hegylábi, peremi részek beszivárgási területnek tekinthetők. A kiáramlási területek alacsonyabb szinten helyezkednek el (Alsó-Tiszavidék stb.) (ERDÉLYI M., 1973, 1975, 1979; KOVÁCS L., 1977; HALÁSZ B., 1975; SZESZTAY K., 1980; RÓNAI A., 1984; PÁLFAI I. 1996; MÁDL-SZÖNYI J. & TÓTH J. 2009). Később a vizek izotópos

vizsgálata alapján, a vízkorok megismerésével, ugyancsak sikerült a közlekedési pályák létét bizonyítani (DEÁK J., 1979; MARTON L., 1981; DEÁK J. et al. 1987;).

TÓTH J. & ALMÁSI I. (2001) 6 hidrosztatikai egységet különböztet meg az Alföldön:

1. *Preneogén vízzáró réteg.* A legalsó hidrosztatikai egység. Ez a határ elhanyagolható permeabilitásúnak tekinthető az áramlási rendszerek szempontjából. Az egység felső felszíne a pre-pannon közettesteken keresztül fut, de pontos mélysége és alakja nem mutatható ki az elérhető adatokból.
2. *Pre-pannon víztartó.* Fő víztartó réteg, amely bádeni és szarmata formációkból épül fel. Nagy permeabilitása a töréseknek, a durvaszemcsés, arkózás kőzetek nagy arányának, és a szárazulati mállás fennmaradt maradványainak köszönhető. Ez a réteg számos jóhozamú olaj- és gázrezervoárt tartalmaz.
3. *Endrődi vízzáró.* Regionálisan nagy kiterjedésű, de nem folyamatos egység, amely leginkább alacsony permeabilitású mész- és agyagmárgából épül fel. Mivel nem mindenhol folyamatos az elterjedése, számos helyen a fekvő pre-pannon víztartó és a fedő víztartó (szolnoki) közötti direkt hidraulikus kapcsolat jön létre.
4. *Szolnoki víztartó.* Ciklikusan váltakozó, turbidit fáciesű konszolidálódott homokkő, agyagkő, agyagmárga rétegekből áll. Elterjedése a mélymedencékre korlátozódik, mélytengeri márgákra települve.
5. *Algyői vízzáró.* Helyenként nagy kiterjedésű, változó mértékben konszolidált aleurolit, agyagmárga rétegek alkotják, relatív magas permeabilitású homokkőlencsék, átdolgozott turbiditlencsék, torkolatüledékek és szubmarin csatornakitöltések közbetelepülésével. Az egység lencsés és egyéb szedimentológiai diszkontinuitásai miatt félig áteresztőnek tekinthető.
6. *Nagyalföldi víztartó.* A fő egység. Főleg konszolidálatlan törmelék (löss, kavics, homok) és változó vastagságú agyag, aleurolit alkotják. Ide tartoznak a felszíni pleisztocén és holocén üledékek, melyeknek vastagsága a 2400 métert is elérheti (TÓTH J. & ALMÁSI I. 2001).

Vízkezelésgazdálkodás az EU Víz Keretirányelv tükrében

A társadalom rohamosan növekvő vízigénye mind mennyiségi, mind minőségi szempontból veszélyezteti a felszín alatti vízkezelőket. Emiatt egyre bonyolultabb védelmi rendszabályzatok és eljárások kidolgozására vált szükségessé. Az Európai Unió fő döntéshozó

szervei (Parlament és Tanács) 2000. október 23-án elfogadta a Víz Keretiránytervet (2000/60/EK, továbbiakban VKI).

A VKI alapvetően ökológiai szemléletű, fő célkitűzése az, hogy hatályba lépését követően 15 éven belül a felszíni és felszín alatti vizek tekintetében is el kell érni ezek „jó állapotát”. Ennek érdekében a következő feladatok megoldásáról kell gondoskodnia valamennyi tagállamnak:

1. a víz árszabályzása során törekedni kell arra, hogy ez is elősegítse vízkészletek hatékony felhasználását.
2. a vízvédelem alapegysége a vízgyűjtő, ezért vízgyűjtőhasználati terveket kell létrehozni, ha több tagállam területét is érint egy adott vízgyűjtő, akkor nemzetközi konzultáció során egy közös tervet kell létrehozni. Ha ez nem lehetséges a vízgyűjtő EU-s határokon túlnyúló volta miatt, akkor az elérhető maradék területeken kell a közös tervet elfogadni.
3. a terveket előkészítő szakmai, szakmapolitikai konzultációkon, egyeztetéseken az összes érintettet be kell vonni a döntéshozatali mechanizmusba, az elkészült dokumentumokat pedig nyilvánosságra kell hozni.
4. a VKI keretében egy Ivóvízjavító Program is meghirdetésre került. Ennek során meghatározott határértékek alá kell szorítani egyes szennyezőket (leginkább az arzén, a bór, az ammónia és a KOI okoz gondot), függetlenül attól, hogy mesterséges, vagy természetes úton kerültek be a vízbe.
5. mindezen célok elérése érdekében, külön nagy hangsúlyt kell fektetni a megfelelő szakemberképzésre, a felsőoktatás, valamint az alapkutatás humán erőforrás igényének kielégítése végett.

Felhasznált irodalom:

ALFÖLDI L., 2007: Szén és bauxit-készletek a karsztvízszint alatt. In: ALFÖLDI L. & KAPOLYI L. (eds.): Bányászati és karsztvízszintsüllyesztés a Dunántúli középhegységben. 9-47. Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest 2007.

BARCZA M., 2009: Észak-Tiszántúli talajvízszint idősorok vizsgálata dinamikus faktoranalízissel. Szakdolgozat, ELTE, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék. p 82.

BARCZA M., KIS S., MEDGYES T. & KÓBOR B., 2010: Előzetes geotermikus vizsgálatok Szentes térségében. In: SZANYI J., MEDGYES T., KÓBOR B., KOVÁCS B., JÁNOSI-MÓZES T., CSANÁDI A. & BOZSÓ G. (eds.): Szemelvények a geotermikus energia hasznosítás hidrogeológiai alkalmazásaiból. 95-110. Inno-Geo Kft, Szeged. 2010.

CSEPREGI A., 2007: A karsztvíztermelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására. In: ALFÖLDI L. & KAPOLYI L. (eds.): Bányászati és karsztvízszintsüllyesztés a Dunántúli középhegységben. 77-106. Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest 2007.

DEÁK, J. 1979: Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. –Reprint from ISOTOPE HYDROLOGY 1978, Vol 1. International Atomic Agency, Bécs.

DEÁK, J. STUTE, M. RUDOLPH, J. & SONNTAG, C. 1987: Determination of the flow regime of quaternary and pliocene layers in Great Hungarian Plain (Hungary) by D, ^{18}O , ^{14}C and noble gas measurements. – Isotope Techniques in Water Research Development. International Atomic Agency, Bécs.

ERDÉLYI, M. 1973: Magyar Medence hidrodinamikája. – Kézirat. VITUKI, 1973. évi tudományos napok. p. 13.

ERDÉLYI, M. 1975: A Magyar-medence hidrodinamikája. – Hidrológiai Közlöny, **55/4**. 147-156.

ERDÉLYI, M. 1979: Magyar Medence hidrodinamikája. – Kézirat. VITUKI-Közlemények. p. 82.

HALÁSZ, B. 1975: Rétegzett hidrológiai rendszerek sajátosságai - Hidrológiai Közlöny, **55/11**. 505-507.

JOCHÁNÉ EDELÉNYI E. 2000: A Nyirádi depresszió és a Hévízi-tó kapcsolatának geológiai meghatározottsága. In: NAGY ZS. (ed.): Karsztvízvédelem a Közép-Dunántúlon. Hévízi Tóvédő Egyesület – Magyar Olajipari Múzeum, Hévíz 2000. 45-55.

KOVÁCS GY., 1981: Subterranean Hydrology. – Water Resources Publications, Colorado, Littleton.

KOVÁCS, J. 2007: Modern geomatematikai módszerek alkalmazása hidrogeológiai feladatok megoldására. – Phd Dolgozat. Szeged. p. 114.

- LÉCFALVY S. 2004. Felszín alatti vizeink I-II. – ELTE, Eötvös Kiadó, Budapest. p. 818.
- LEÉL-ÖSSY SZ., 1995: A budai Rózsadomb különleges barlangjai.- Földtani Közlöny, **125/3-4**. 363-432.
- MARTON, L.1981: A környezeti izotópok felhasználása a Nyírség mélységbeli vizeinek kutatásában. – Kandidátusi értekezés. Debrecen. p. 133.
- MARTON L., 2009: Alkalmazott hidrogeológia. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. p. 626.
- MARTON L., 2010: Alföldi rétegvizek potenciometrikus szintjeinek változása. II. – Hidrológiai Közlöny, **90/2**. 17-21.
- MARTON L. & SZANYI J., 1997: Kelet-magyarországi pleisztocén üledékek geostatistikai vizsgálata: 2. A rétegek között átszivárgás területi meghatározása. – Hidrológiai Közlöny, **77/5**. 241-248.
- MARTON L. & SZANYI J., 2000: A talajvíztükör és rétegvíztermelés kapcsolata. – Hidrológiai Közlöny, **80/1**. 3-13
- MÁDL-SZÖNYI J. & TÓTH J. 2009: A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. – Hydrogeology Journal. **17/4**. 2009.
- MÁRKUS L. – BERKE O. – KOVÁCS J. – URFER W. 1999: Analysis of spatial structure of latent effects governing hydrogeological phenomena - Environmetrics. **10**. 633-654.
- PÁLFAI, I. 1996: A talajnedvesség és a talajvízállás változásai az Alföldön – Vízügyi Közlemények. **76/2**. 207-218.
- RÓNAI A, 1985. Az Alföld negyedidőszaki földtana. – Geologica Hungarica, Series Geologica 21.
- SÁRVÁRI I., 1995: A Budai Termálkarszt kitermelhető vízkészleteinek felülvizsgálata. Hidrológiai Közlöny. **75/2**. 85-93.
- SIMONFFY Z., 2005: A vízpótlás lehetősége karsztvízből. In: SZLÁVIK L. (ed.): A Balaton, Vízügyi Közlemények különszám, Budapest 2005. 235-248.
- SZANYI J., 2004: Felszín alatti víztermelés környezeti hatásai a Dél-Nyírség példáján.- Ph.D. értekezés. Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék, Szeged. p. 88.

SZANYI J. & KOZÁK M., 1994: Environmental impacts of working out the travertine mass at Mónosbél and possibilities of recultivation. – Publ. Univ. of Miskolc, Series A, Mining, **49**, 213-220

SZESZTAY, K. 1980: A vízgazdálkodás vízháztartási adottságai Magyarországon – Vízügyi Közlemények. **62/3**, 351-369.

TÓTH J. & ALMÁSI I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonia Basin – Geofluids **1**, 11-36.

VÉGH S., 1976: A Dunántúli Középhegység karsztjának anizotrópiája és annak bányavízvédelmi következményei. – MTA X. Osztályának Közleményei **9/3-4**, 163-171.

VÉGH S., KOVÁCS J. & MENSÁROS P. 1987: Rátolódás a Csordakút-II. bauxitlencse területén. – Földtani Közlöny **177/1**, 93-99.