

A KARSZTVIZEK JELENTŐSÉGE ÉS KUTATÁSA HAZÁNKBAN

Maucha László

1. Karsztvizeink jelentősége

Magyarországon a karsztvíznek igen nagy gyakorlati jelentősége van. Hideg- és hévforrásaink, valamint fürdő- és gyógyvizeink jelentős része karsztvízből származik. E forrásrendszerek működése számos helyen hideg- és hévizes eredetű barlangrendszer kialakulását eredményezte.

Hazánk felszínközeli karsztvidékeinek területén összesen 2700 km² ún. „szabad tükrű” karsztvonalat ismert (1. ábra). Ebből a fedetlen beszivárgási terület mintegy 1800 km²-re terjed ki. A többi terület kainozoos üledékekkel vastagon fedett, nyomás alatt levő mélykarszt. A helyenként több ezer m vastagságot is elérő, mélybe süllyedt karsztvonalatok melegvizű, termálkarsztos tárolói eredetileg számos természetes hévforrást tápláltak. Ezek egy része antropogén hatásra már elapadt, de még ma is sok termál- és gyógyforrás működik Magyarországon.

Karszterületeinken a csapadék forrást tápláló, azaz hasznosítható, beszivárgó része nagyobb, mint az azonos magasságú hegyvidéki területek felszíni

lefolyása. Ennek oka az, hogy karsztjainkon a csapadékvíz beszivárgó része felszín alatt, tehát csekélyebb párolgással jut el a hegységperemig. A legnagyobb területű Dunántúli-középhegység kőszén és bauxitbányászata miatt aktív vízvédelemre kellett berendezkedni. A kiszivattyúzott bányavíz mennyisége jelenleg már nagyobb, mint a természetes utánpótlás mennyisége (460 m³/perc). A mélysztű bányák üzemeltetése, a bányavízkarok hatásvizsgálata, valamint az ivóvízellátás biztosítása a karszt-hidrologia sokirányú fejlesztését kívánta meg.

2. A leszálló hidegkarsztvizek kutatási eredményei

Jellemző csapadékviz viszonyok

Karszterületeink átlagos évi csapadékösszege 650 mm/év körül ingadozik. A csapadék kémiai összetételét három karsztvidéken *Izápyval* vizsgáltuk (1987) részletesebben. A csapadékvíz jellemző összetételének változását az 1. táblázat mutatja be. Feltűnő jelenség, hogy természetes állapotú erdőterületeken az országos átlag kétszeresét teszi ki a



1. ábra. Magyarország felszíni és fedett karszterületei (Böcker Tivadar nyomán).

1. Dunántúli-középhegység, 2. Mecsek, 3. Villányi-hegység, 4. Bükk, 5. Aggteleki-karszt, 6. nyílt karszt, 7. fedett karszt.

Magyarország karszterületein a vízforgalomban résztvevő mindenfajta víztípus jellemző vízminőségi szélső értékei

Víztípus	pH	Vezető- képesség cm^{-1}	Összes kemény- ség nk°	Ca^{++}	Mg^{++}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	NO_3^-	NH_4^+
							mg/l			
Csapadékvíz	4—8	10— —670	0,1—10	1—50	0,1—15	6— —24	0,2— —100	0— —150	0,5—50	0,2—16
Felszínen le- folyó víz karsztli- méterben	7—8	25— —200	2—3	10—70	4—7	6—10	5—2	2—30	2—10	1—3
Felszínen le- folyó víz víznyelőknel	6—8	60— —670	1—6,5	8—50	1—9	1— —100	1—24	6— —150	1— —190	0,1—16
Talajban, lejtő mentén szivárgó víz	8—10	200— —1600	1—20	8—30	1—10	130— —470	0,3—4	4—40	0,5— —50	0,1—1
Kőzetbe beszivárgó víz	8—9	130— —780	3—25	15—100	4—50	70— —620	0,3—2	8—50	0,2—40	0,1—1
Barlangi csepegő vizek	7,5—7,8	620— —790	14—25	90—160	0,5—19	200— —480	3—30	25—60	0,5—90	0—0,8
Barlangi patakvizek	7—8	150— —850	3—27	18—140	2—16	60— —430	6—105	6— —125	6—40	0—2
Hideg karszt- források	6,7—8,1	340— —860	5—27	30—220	0,7—37	85— —490	1,7—40	6— —150	0,8—50	0—0,9
Hévíforrások vizei	6,5—7,8	480— —900	16—27	76—125	29—54	360— —510	20—45	10— —110	0—6	0—1
Hévízkutak vizei	6,7—7,0	850— —1200	27—40	90—250	25—70	490— —800	90—150	100— —290	0—0,4	0—1,2

csapadékvíz ammónium-ion tartalma. Ennek oka az erdőtalaj szervesanyag-tartalmának intenzív lebomlása (2—4 mg/l).

Fentiekkel ellentétben az ipari területek vagy nagyobb városok környezetében a csapadékvizek ammónium-ion tartalma kisebb és Ca-Mg-ion tartalma nagyobb az I. táblázatban megadott szélső-értékek szerint.

A karsztba beszivárgó és befolyó csapadékvizek vizsgálata

Kessler (1954) vizsgálta először a Baradla víznyelőinek hidrológiai viszonyait. Böcker (1986) egy kísérleti parcella 1978—82. évi 5 éves időszaka

alapján megállapította, hogy Jósvald környékén egy DNY-i fekvésű, 1834 m² kiterjedésű, 15°-os füves dolomit-lejtőn a felszíni lefolyás mennyisége az 5 évi csapadékatlag 2%-a.

1982-ben Izápy-val a jósvaldi környékén Papp Ferenc Karsztkutató Állomáson karsztlizimétert hoztunk létre az évenkénti karsztfelszíni vízháztartás és minőségváltozás vizsgálatára. Megállapítottuk például, hogy az 1983. évi csapadékösszeg (541 mm) 0,3%-a lefolyt, 1%-a a talajban a lejtő mentén szivárgott el, míg a kőzetbe való beszivárgás 12%-os volt. A beszivárgó víz minőségi változását az I. táblázat mutatja be. A 30 cm vastag talajon való átiszivárgás után a csapadékvíz savassága mintegy 2 pH egységgel lúgosabbá válik, a keménysége pe-

dog megháromszorozódik. A nitrogénszennyezés viszont 4–6-od részére csökken a talajon való áthaladás során.

Zámbó (1986) töbrökítöltésekbe szivárgó vizek kémiai vizsgálata alapján megállapította, hogy a karsztos talajtakaró vastagságával arányosan nő a talajvizek oldott széndioxidtartalma és agresszivitása. Vizsgálatai jól kiegészítették a liziméteres mérésekből nyert ismereteket.

A felszíni lefolyás mezőgazdasági területen rendkívüli mértékben szennyeződhet a szakszerűtlen kemikália használata miatt. Erre mutat pl. a baradlai víznyelőkön lefolyó vizek nagyobb csapadékoknál megfigyelhető kiugróan nagy ammónium- és nitráttartalma (I. táblázat).

A barlangi vizek hidrológiája

Az aggteleki Baradla-barlangban, a jósvafői Vass Imre-barlangban, a bükki Szent István-barlangban és Létrási-vizesbarlangban, valamint a budapesti hévizes barlangokban és a bakonyi Alga Regia-barlangban is vizsgálták a csepegő vizek hozamváltozását és vízminőségi, ill. bakteriológiai viszonyait.

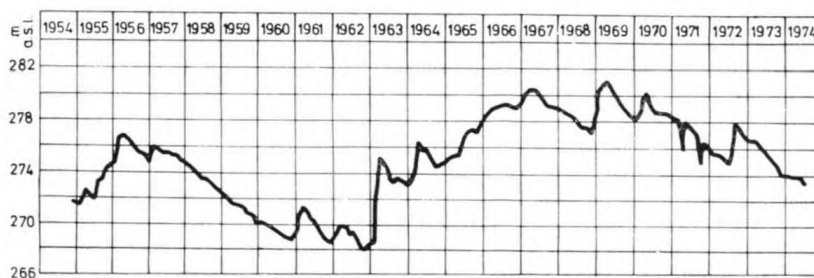
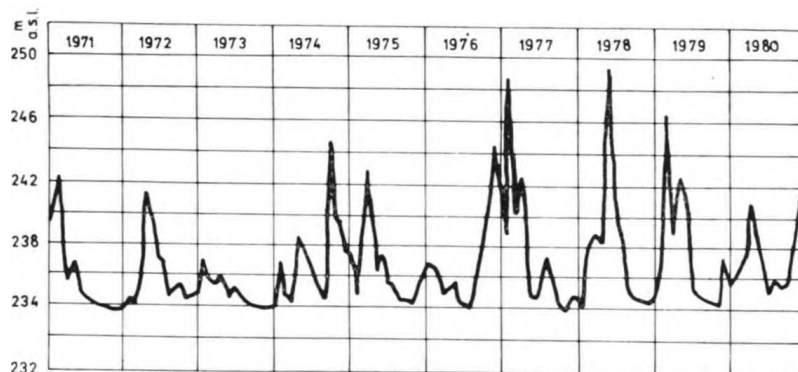
Kessler (1960), Gádos (1961), Böcker (1975), Lénárt (1978) és Zentay (1986), valamint Bolner és Tardy (1987) vizsgálatai sok új ismeretre vezettek. A jósvafői Vass Imre-barlangban 1970 és 1979 közötti időszakban Izápyval együtt hét mérőhelyen folyamatosan regisztráltuk a csepegő vizek hozamát. A kapott eredmények feldolgozása nyomán megállapítottuk, hogy 10 év alatt a mérőhelyeken lecsepegő vizek átlagos vízhozama 230 l/év volt.

Meghatároztuk a csepegőhelyek átlagos felszíni vízgyűjtő területét is az egész Aggteleki-karsztra kiterjedő vízháztartási vizsgálatokból nyert fajlagos vízhozamértékek figyelembevételével (1,3 m²). A 10 évi átlagos csepegéshozam 1 m² vízgyűjtőre átszámított értéke 177 l/év volt. Ez a vízmennyiség a vizsgált időszak átlagszapadékanak (666 mm = 666 l/m²) 27%-a volt.

Kessler, Böcker, Lénárt és saját vizsgálataink során függőleges szivárgási sebesség és beszivárgás számítására is felhasználtuk a csepegéshozam mérési adatait.

A csepegő vizek minőségét Maucha R. (1929) Baradla-barlangi első elemzése után először Czajlik és Fejérdy (1959) vizsgálta. 50 csepegés vizsgálata alapján kimutatták, hogy a cseppkövek belsejéből csepegő vizek 25 nk°, a cseppkövek külsejéről csepegő vizek átlagosan 15 nk° összes keménységet mutatnak. Azt is megállapították, hogy a csepegő vizek keménysége vegetációs időszakban maximális, télen minimális, mert a talajnak döntő szerepe van a karsztosodás folyamatában. A későbbi kémiai vizsgálatok megmutatták, hogy a csepegő vizek kémiai összetétele nagyon hasonlít a forrásvizek összetételéhez, de sokkal állandóbb az egyes alkotók mennyisége. Vízminőségük változása elsődlegesen jelzi a terület környezeti szennyeződésének növekedését. Újabbán Jakucs és Keveyné (1986) számos csepegővízelemzést végzett az általuk feltételezett cseppködegradáció igazolása érdekében.

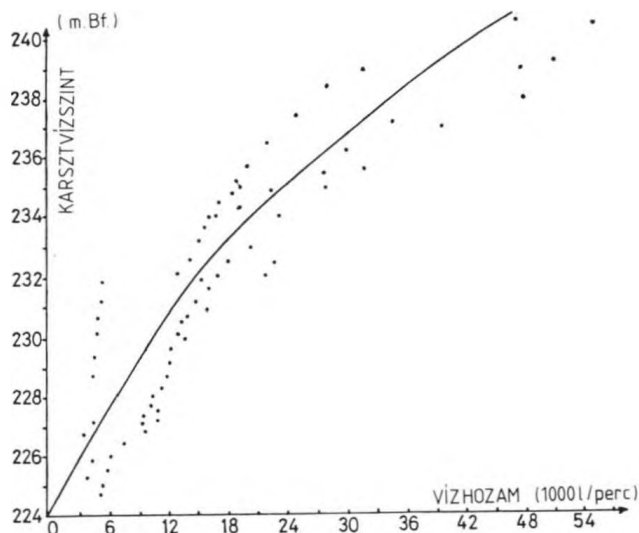
A barlangi patakok mennyiségi és minőségi vizsgálatát a Baradlában először Kessler (1954), a Béke-barlangban Czajlik—Fejérdy (1960) végezte. Leg-



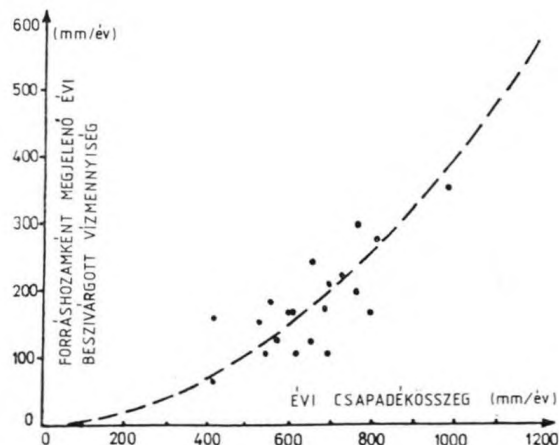
2. ábra. A karsztvízszint jellemző vonásai.

Fent: Jósvafő 1. sz. kút vízszintidősora mészköves tárolóban.

Lent: Nemesvámos 1. sz. kút vízszintidősora dolomitos tárolóban.



3. ábra. Kapcsolat a Jósvafői 1. sz. kút vízszintváltozása és a jósvafői Nagy-Tohonya-forrás vízhozamváltozása között, emelkedő vízszint időszakában (1977. évi napi adatok alapján).



4. Parabolikus kapcsolat az évi csapadékösszegek és a forráshozam évi összegei között a jósvafői kutató állomáson mért csapadékmennyiségek és a Nagy-Tohonya-forrás adatai alapján (1964—1983).

újabb vizsgálataink szerint a Baradlán áthaladó (1982—87) évi átlagos szennyezőanyag transzport 115 kg/év. Ugyanakkor a Domica felől érkező Styx-patak csak 17%-át szállítja a barlang összes szennyezőanyag transzportjának. Gádos (1966) kimutatta, hogy a Kossuth-barlang patakjában a nyomáshullám 1000, a festékhullám 100 m/óra körüli sebességgel halad. Az elemzési adatok szélsőértékeit az I. táblázatban tüntettük fel.

A karsztvízszintek tanulmányozása

A Dunántúli-középhegység területén már 1950-től kezdve mélyítették karsztvízszintészlelő kutakat Kessler javaslatára a karsztvízszint-változások megfigyelésére. Jelenleg már több mint 200 észlelő fúrás vízszintadatainak felhasználásával a Dunántúli-középhegység karsztvízszintjeinek térképi ábrázolása lehetővé tette az antropogén hatások nyomon követését. Jelentősek Szádeczky (1948) és Mike (1963) első kísérleti térképei, később Sárvány—Müller—Böcker (1965—76) és Lorberer (1977—88) szerkesztett évenkénti karsztvízszint-térképet e területről. Így lehetővé vált a bányászati vízkivételek okozta készletváltozások nyomon követése. Lorberer nemcsak a szabad felszínt, hanem a nyomás alatti zónákra is kiterjesztette a karsztvízszint-térkép szerkesztését a különböző nyomás-gradiensnek megfelelő szintek ábrázolásával.

Az eltérő vízvezető képességi viszonyok következtében mészköves tárolóban a vízszintek évenként közel alapszintre állnak vissza, dolomitos tárolóban a csapadékosság több éves periodicitását követik (2. ábra). Gerber 1965-ben kimutatta, hogy részben fedett karsztos tárolóban mélyített észlelő fúrások-

ban a légnyomás és árapályhatás is befolyásolja a vízszintek alakulását.

A jósvafői Nagy-Tohonya-forrás vízgyűjtőjén mélyített Szelce-völgyi fúrás vízszintváltozási idő-sora alapján meghatároztuk a karsztvízszint—forráshozam kapcsolatot napi adatok összefüggése alapján, emelkedő vízszint esetére. Megállapítottuk, hogy a karsztvízszint változása (ΔH) a forráshozam (Q) három-negyedik hatványával arányos, azaz

$$\Delta H = n \cdot Q^{3/4} \text{ (m)}$$

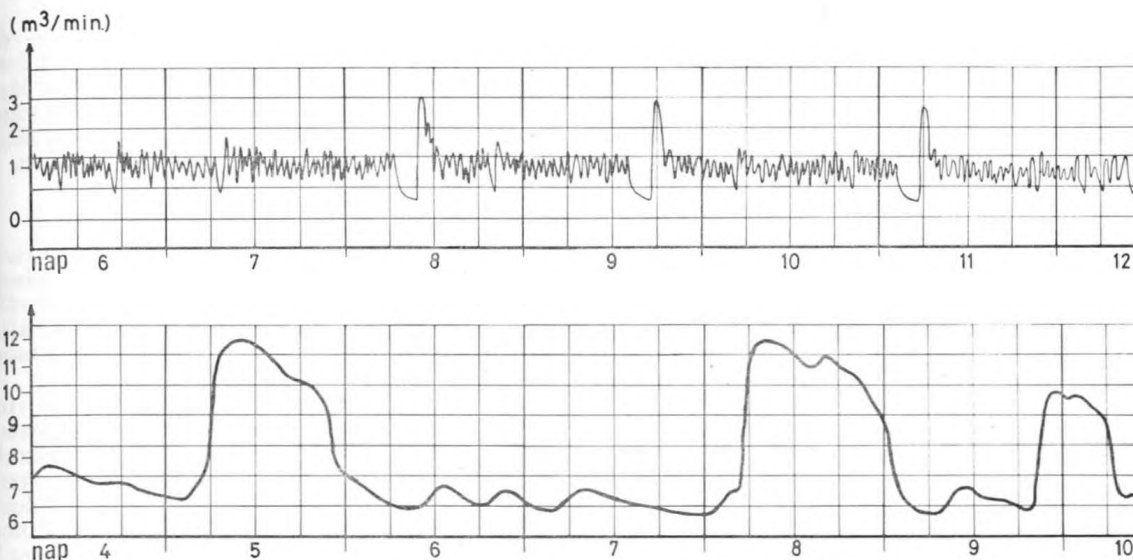
összefüggés szerint változik (3. ábra), ahol $\Delta H = H - H_{\min}$, n = átszámítási tényező, értéke 1 és dimenziója (perc/m^2), ha Q dimenziója (m^3/perc).

A karsztforrások sokoldalú vizsgálata

Kessler (1936—65), Papp (1940—60), Szabó—Pál (1953), Rádai (1954—88), Jakucs (1960), Venkovits (1960), Gádos (1971), Aujeszky—Scheuer (1972), Juhász (1973), Tóth (1973), Rónaki (1975), Szalontai (1965—75), Dénes—Deák (1977), Lénárt (1977), Lorberer (1975—88), Cser, Izápy és a szerző munkái (1954—88), valamint Sásdy és Szilágyi (1985) forráshozam és vízminőségi vizsgálatai vezettek új eredményekre Magyarország karsztforrásainak megismerésében.

A VITUKI munkája keretében Kessler, Rádai közreműködésével fejlesztette ki a magyarországi országos forrásnyilvántartást. Továbbfejlesztését Böcker, Müller és Sárvány folytatta. Mintegy 1000 forrás vízhozammérését szervezték meg 10—25 éven át.

A Jósvafői Karsztvízkutató Állomáson 15 nagyobb karsztforrás 15—25 éves folyamatos műszeres vízhozamvizsgálata alapján számos új ismeretre



5. ábra. A jósmafői szivornyás források eredeti vízhozam-regisztrátumairól készült másolatok. A Lófej-forrás hármasszivornyarendszere a forráshoz vezető vízfolyás főágában helyezkedik el. A Nagy-Tohonya-forrásnál egyetlen mellékági szivornya hozza létre a kitöréseket. E vízhozamidősorra halmozódik rá a távoli Lófej-forrás szivornyaműködése által okozott pulzációk sorozata.

Fent: A Lófej-forrás vízhozamidősora 1980 május hónapban.

Lent: A Nagy-Tohonya-forrás vízhozamidősora 1976 május hónapban

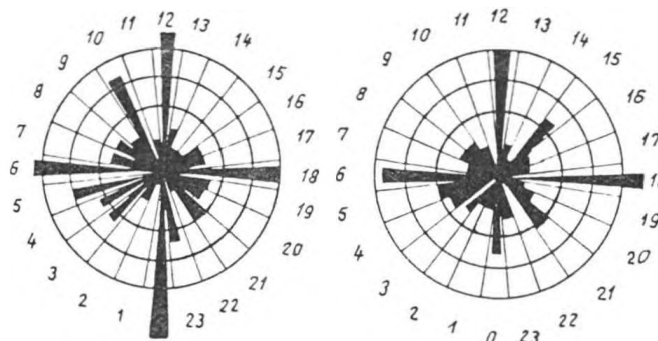
tettünk szert. A vízhozamváltozások okainak tanulmányozása során a Lófej-, Nagy-Tohonya-, Kis-Tohonya- és Vecsem-források vizsgálata megmutatta, hogy nyílt mészkőkarstban legalább 5 hatásra vezethető vissza a forráshozam ingadozása.

Csapadékhatás. 20 évi folyamatos csapadék és a Nagy-Tohonya-forrás hozamának mérése nyomán (1988) megállapítottuk, hogy az évi csapadékösszeg (C) és az évi forráshozam (Q) kapcsolata jól megközelíthető a:

$$Q = \frac{C^2}{2500} \text{ (mm/év)}$$

parabolikus kapcsolattal. Ez a kapcsolat egyben az évi beszivárgás és az évi csapadékösszeg nyers (nem javított) kapcsolatát is jelenti (4. ábra).

6. ábra. A szivornyaműködés kezdő időpontjainak óránkénti eloszlása a Lófej-forrásnál (balra) és a Nagy-Tohonya-forrásnál (jobbra).



patak táplálja a szivornyát. A mecseki Sárkánykút-nál Rónaki (1988) nagy hozamnál maximumánál 21 szivornyás kitörést figyelt meg naponta.

Távoli szivornya hatása is szerepet játszik a Nagy-Tohonya-forrás vízhozamváltozásában. A Lófej-forrás szivornyás kitörései 3 km távolságban levő víznyelón át bejutnak a Nagy-Tohonya-forrás vízrendszerébe. A nyomáshullámok átlag 4 óra késéssel vízhozam-pulzáció formájában érkeznek a Nagy-Tohonya-forráshoz Szilvay (1966) megfigyelése szerint. A vízhozam-pulzációk átlagos időtartama 18 óra.

Árapályhatás. A fenti szivornyás kitörések statisztikája megmutatta, hogy a szivornyák 30%-os gyakorisággal 6, 12, 18, 24 óra közelében törnek ki. Ki lehetett mutatni, hogy újholdkor és holdtöltekor is nő a kitörési gyakoriság. Feltételeztük, hogy a hatást a függőleges karsztos törések luniszoláris fluktuációja hozza létre, mely effektust Gádos és Sárvány közreműködésével 1965-ben a Vass Imre-barlangban először mechanikus mérőórákkal sikerült kimutatnunk (0,5—5,0 mikrométeres járat-szélesség változás). Előzőleg Gádos már a Kis-Tohonya-forrásnál is megfigyelt közvetlen 6 órás periódusú vízhozamingadozást, amely utólag szintén árapályhatásnak bizonyult. Egyidejűleg Gerber (1965), később Csaba (1974) is kimutatott árapályjelenséget karsztvízszintészlelő és rétegvízutakban.

A léghőmérséklet hatása. A kutatóállomáson figyeltük meg először azt is, hogy hófoltok időszakában a napi léghőmérséklet- és besugárzásingadozás

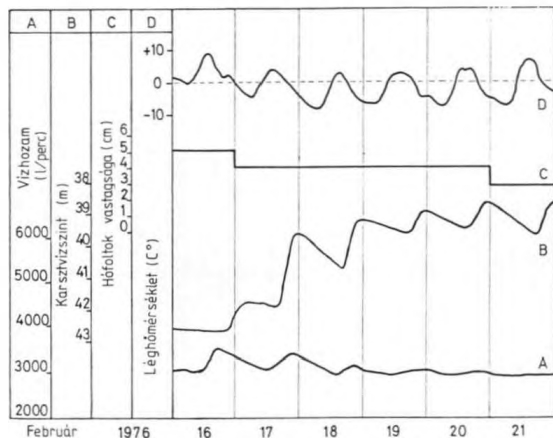
7. ábra. A naponkénti léghőmérséklet- és besugárzás-változás periódikus hóolvadási, beszivárgási, karsztvízszint- és vízhozamingadozást okozó hatása a Nagy-Tohonya-forrásnál.

A = Nagy-Tohonya-forrás vízhozamidősora (l/p).

B = A Jósvafői 1. sz. karsztvízszintészlelő fúrás, Szelece-völgyben regisztrált vízszintidősora (méter a csőperem alatt)

C = Hófoltok vastagságának csökkenése (cm) a kutató állomáson

D = Léghőmérséklet idősora (°C) a kutató állomáson



periodikus hóolvadási okozó hatása vízszint- és forráshozamingadozást hozhat létre, ha az adott időszakban éjszaka negatív, nappal pozitív léghőmérséklet jelentkezik (7. ábra). A forráshozam mérésekkel kapcsolatos más vonatkozású vizsgálatok eredményeit a 4. és 5. fejezetben mutatjuk be.

A vízhozam és a vízminőség kapcsolata

Az alapoó kutatásokat Kessler (1954), Jakucs (1960) és Balázs (1964) végezte el. A forrásvizek telítettségi viszonyait, az egyes alkotók időbeli változását, a Ca/Mg tartalom hányados problémáját részletesen Cser vizsgálta először a kutatóállomáson (1985).

A karsztforrások vízhozamváltozása és a vízminőségváltozás kapcsolatát Izápy hetenkénti elemzései alapján 1983-ban több forrásnál is kimutattuk a VITUKI munkája keretében. Fény derült arra, hogy az igazán jelentős effektus a Ca-ion tartalom párhuzamos és a Mg-ion tartalom ellentétes változása a vízhozammal árvizek időszakában (8. ábra). Ennek oka a II. táblázat utolsó oszlopában feltüntetett áramlási rendszerek figyelembevételével érthető meg. A piezometrikus rendszerben a karsztvízszintnövekedés hatására nemcsak a források hidegvízű (α karsztvíz), hanem a melegvízű összetevője (γ karsztvíz) is hozamnövekedéssel reagál (Gádos 1966). A forrás alatti zónából feláramló, addig pangó melegebb vizek töményebbek és Jósvafőn csekélyebb dolomit-tartalmú zónából törnek fel, mint a leszálló vizek. Az α karsztvizek meglétezettségüknek a tény is igazolja, hogy valamennyi erózióbázis közelében fakadó forrásvíz átlaghőmérséklete nagyobb, mint a terület sokévi átlagos léghőmérséklete. A forráshozam-víz hőmérséklet inverz kapcsolatát Gádos (1971) vizsgálta részletesen a Nagy-Tohonya-forrásnál.

3. A felszálló termális karsztvizek kutatási eredményei

Hazai hévforrásaink vizsgálata

A magyarországi hévforrások a bevezetőben említett nagy mélységű, betemetődött, nyomás alatti mélykarsztból származnak. 1950 előtt még „juvenilis vízből” származtatták hévizeink utánpótlását (Pávay-Vajna). A hazai hévforrások további jelentős kutatói: Vendl—Papp (1928—62) számos tanulmányban foglalkoztak a források hidrogeológiai viszonyaival. Először Vendl—Kisházi (1963) dolgozta ki a hólift „alááramlásos” elméletét a mélyben felmelegedő karsztvízből származó karsztforrások magyarozatára. Kessler (1968) mutatta ki először, hogy a budapesti hévizek is csapadékeredetűek.

Böcker, Horváth, Müller, Sárvány (1988) egymásrahatási kísérletekkel megállapították a budapesti hévforrások és a kutak hidraulikai kapcsolatát. Ugyanakkor Szalontai (1965—1975) részletes vízminőségi vizsgálatokkal tisztázta, hogy a budapesti hévforrások vize három fő típusra különíthető el, és különböző, nem csak budai-hegységi tárolóból

A magyarországi szabad felszínű karsztok jellemző hidraulikus paraméterei

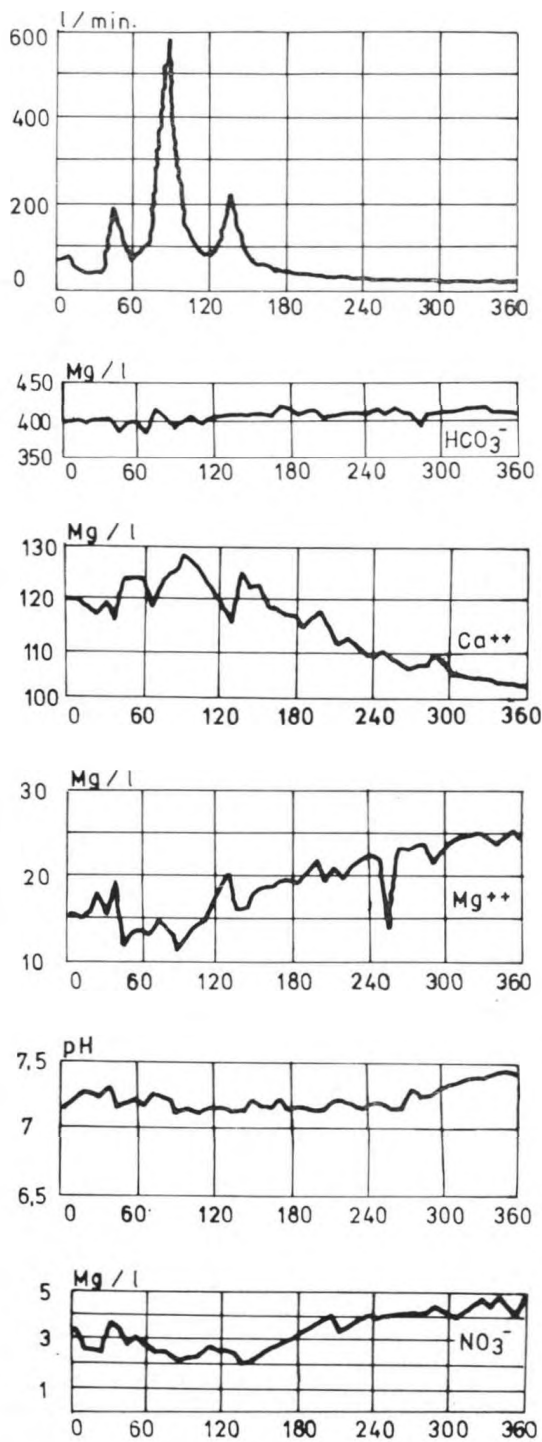
Áramlás iránya	Csatornák		Átlagos járatszélesség (m)	Átlagos áramlási sebesség (m/óra)	A kiürülés idő-állandója (tározott térfogat csökkenése 1/10 részre) (nap)	Fiktív Darcy-féle szivárgási tényező (m/nap)	Transzmisszibilitás (50 m vastag kőzetre) (m ² /nap)	Kőzettípus és hézag-térfogata	A két hidraulikai rendszer háromféle víztípusa	
	száma	neve								
függőleges	0	Függőleges beszivárgás 1—3 csatornába	10 ⁻⁴ — —10 ⁻¹	10 ⁻² — —2.10 ¹	1.7.10 ² — —2.10 ¹	10 ⁻³ — —2.10 ⁰	10 ⁻¹ — —10 ²			
	vízszintes	1	Elemi tömbök mikro-repedései	10 ⁻⁴ — —10 ⁻³	10 ⁻² — —10 ⁻¹	1.7.10 ² — —3.8.10 ²	10 ⁻³ — —10 ⁻²	10 ⁻¹ — —10 ⁰	Triász mészkő 0,4—1,0% Triász dolomit 1,0—3,5% Piezometrikus hideg (a) és meleg (y) karsztvizek Rövidzár jellegű víznyelő β-karsztvíz	áramlási rendszere
		2	Elemi tömbök mellékhasadék rendszere	10 ⁻³ — —10 ⁻²	10 ⁻¹ — —10 ⁰	2.10 ¹ — —1.7.10 ²	10 ⁻² — —10 ⁻¹	10 ⁰ — —10 ¹		
		3	Főhasadék rendszer karszt csatornákkal	10 ⁻² — —10 ⁻¹	10 ⁰ — —10 ¹	10 ¹ — —2.10 ¹	10 ⁻¹ — —2.10 ¹	10 ¹ — —10 ²		
		4	Barlangi mellékágak víznyelővel	10 ⁻¹ — —10 ⁰	10 ¹ — —5.10 ¹	5.10 ⁰ — —10 ¹	2.10 ⁰ — —2.10 ⁰	10 ² — —10 ³		
		5	Barlangi főág víznyelővel	10 ⁰ — —10 ¹	5.10 ¹ — —10 ²	10 ⁰ — —5.10 ⁰	2.10 ¹ — —2.10 ²	10 ³ — —10 ⁴		

származnak (Budai-hegység és Pilis—Romhányi-karszt). Elsőként talált kapcsolatot vízhozam és vízminőség változása között.

A további kutatások során *Alföldi, Erdélyi, Gálfi, Korim, Liebe, Lorberer* (1975—78) vizsgálatai alapján derült fény hévforrásaink működésének valódi mechanizmusára. Az ún. „hidraulikus vezérlésű geotermikus vízáramlási rendszerek” lényege az alábbi: A felszínen beszivárgó vizek a hegységperemek környezetében, íves oldalirányú áramlással nagy hőgyűjtő területen haladnak át. A dm/év (*Deák* 1984) nagyságrendű lassú áramlás során környezetüktől hőt vonnak el, miközben felmelegsznek. Az íves, hegységperemi, mélységi vízmozgás során felmelegedő és az eltemetett felszínalatti

karsztdómok csúcsán át felemelkedő melegvizek az erózióbázis környezetében keverednek a hideg leszálló karsztvizekkel. Így a hévforrások is kevert karsztvizet hoznak napvilágra. Ezért legtöbb hévforrásunk langyos vizű (30 °C alatti hőmérsékletű) a Hévízi-tó-forrás kivételével (*9. ábra*). Hévforrásaink kémiai összetétele közel áll a hidegvizek összetételéhez, de töményebb és több nyomelemet tartalmaznak. A hévizes fúrásainkban még töményebb és melegebb vizeket találunk (*I. táblázat*).

A Dunántúli-középhegység forrásainak hőteljesítményét *Gözl* (1982) vizsgálta meg. Megállapította, hogy a 15 °C-nál melegebb források hőteljesítménye mintegy 80 forrás esetében 320 MW körül van.



8. ábra. A Nagy-Tohonya-forrás vízhozam- és vízminőségváltozásának kapcsolata az idősorok összehasonlításával (Izápy G. hetenkénti elemzései alapján).

4. A karsztvízáramlás törvényszerűségeinek vizsgálati eredményei

Nyomjelzési kísérletek

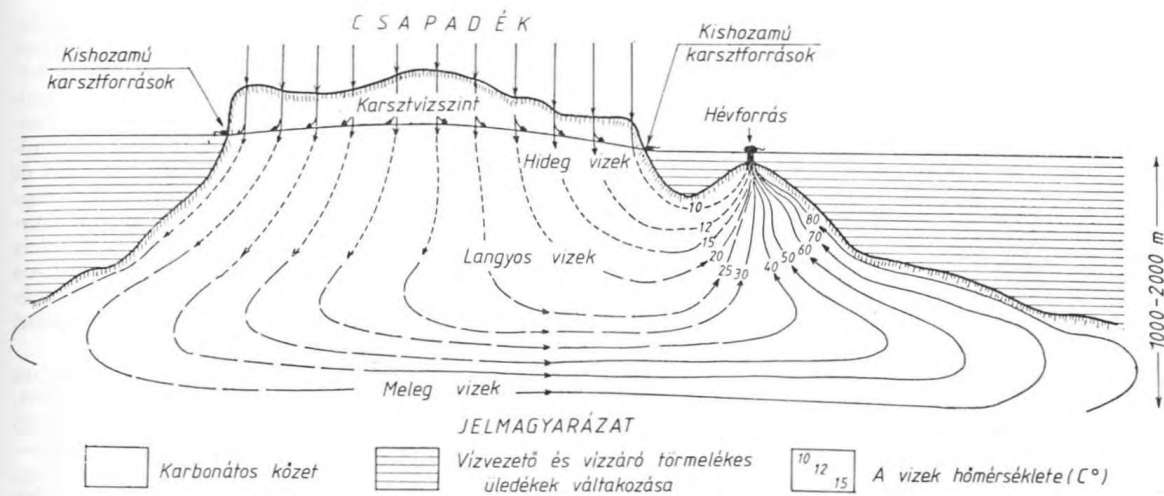
Karsztvizeink felszínalatti áramlása törvényszerűségeinek megismerését nyomjelzési kísérletek jelentősen előbbre vitték az ország számos karsztterületén. Kessler (1932), Jakucs (1952), Balázs (1955), Hazslinszky (1965), Vass (1966). Böcker—Sárváry (1968), Rónaki (1970), Hőriszt (1970), Szilvay (1972), Izápy (1978), Dénes (1980), Sásdi—Szilágyi (1986) jelentős eredményeket értek el a hazai karsztok hidrográfiai rendszerének feltárásában. A barlangrendszerek kimutatásán túl e téren jelentős új hidraulikai ismeretekre vezettek Sárváry (1969—1970) Nyírad és Dorog-környéki nyomjelzési kísérletei. Dolomitos térszínen létesített kutatófúrások között meghatározta az átlagos regionális áramlási sebességet (0,2 m/óra). Böcker—Sárváry (1968) az alsó-hegyi zombolyok és források között ennél nagyobb áramlási sebességet állapítottak meg. A mészkőfennsík törésrendszerében az átlagos regionális áramlási sebesség 1 m/óra körüli értéknek adódott. Európai nyomjelzések eredményeit értékelve először Sárváry (1979) határozta meg a különböző típusú karsztvízáramlások jellemző sebességértékeit.

Szivárgási kísérletek

Kessler (1956) 1954-ben a Pál-völgyi- és az Aggteleki-barlangban mesterséges esőztetéssel mutatta ki a beszivárgás függőleges értelmű sebességét. Vizsgálatai szerint 85—100 mm/2—6 óra mesterséges csapadékindenzitás mellett a függőleges szivárgás sebessége 1—5, 1—8 m/óra között változik. Valamivel kisebb értékeket kaptunk a műszeresen (1980) regisztrált csapadék és barlangi csepegés hozam-, ill. csapadék- és karsztvízszint-változások megnövekedése kezdő időpontjainak összehasonlításával (1—5 m/óra), mivel a mesterséges csapadékok intenzitása nagyon nagy volt az előző kísérletekben. E vizsgálatok alapadatait a jósmafői Papp Ferenc Karsztkutató Állomás műszerkertjében, a Vass Imre-barlangban és a Szelce-völgyi karsztvízszint-észlelő fúrásnál regisztrálták.

Forráskiürülési vizsgálatok

A Jósmafő környéki karsztforrások vízhozamát sok éven át folyamatosan mérték. A források apadási görbéinek tanulmányozása arra az eredményre vezetett, hogy a forráshozam-idősorok csapadékmentes leszálló ágainak logaritmusos poligonalakot vesz fel és e poligonnak legalább 5 oldalát lehet megkülönböztetni. Ez annyit jelent, hogy a vízhozamok apadási folyamata időben előrehaladva egyre nagyobb időállandójú $Q = Q_0 \cdot e^{-kt}$ függvények egymásutánjával írható le, és a mészkőkarsztnak ötszörös porozitása van. Ezt a jelenséget Cser (1978) figyelte meg először és használta fel a tározott vízmennyiség meghatározására. Véleményünk szerint a jelenség a mészkőkarsztrendszer tömbös



9. ábra. A karsztos hévíforrások működését bemutató elvi hidrológiai szelvény. Az áramlás nemcsak a szelvény síkjában folyik, hanem a karbonátos kőzettel a legszélső pereméig kiterjedő horizontális íves áramlással is. A hideg forrásvizek a hegység lábánál eredetileg nagy hozammal folytak ki. A karszdóm csúcsánál a vízzáró réteg átörése után a mélysegi erőiobázis kialakulása következtében indul meg a korábbinál intenzívebb mélyáramlás.

felépítéséből következik. A hazai barlangok alaprajza megmutatta, hogy a karsztos kőzeteket a közel függőleges fő törésrendszer a leggyakrabban mintegy 50×50 m-es tömbökre darabolja fel. A II. táblázat a kiürülési vizsgálat eredményei alapján feltételezi, hogy a függőleges beszivárgás a fő törésrendszeren és a tömbökön belüli repedéseken át jut le a karsztvízszintig. A vízszintes áramlás a fő törésrendszer és az abból kialakult barlangi mellék- és főágon át jut el a forrásig. Sorrendben a barlangi fő- és mellékágak, a fő törésrendszer, a tömbön belüli melléktörések és mikrorepedések tárolt vízmennyisége egymást követően ürül le. Bármely pillanatban az éppen leürülő járat blokkolja az összes kisebb keresztmetszetű tároló leürülését. Igen száraz időszakban a tömbök mikrorepedéseinek leürülése biztosítja az alaphozamot. A hazai karsztektonika légi és űrinterpretációját Rádai (1975) dolgozta ki.

Jellemző hidraulikai paraméterek

A karsztvízmozgás törvényszerűségeinek vizsgálata lehetővé tette magyarországi karsztok legfontosabb hidraulikai paramétereinek meghatározását. Öllös (1965), Böcker (1976) Schmiéder (1976), Lorberer (1986), Sárváry (1969) és saját (1980) vizsgálataink derítették fényt arra, hogy a triász mészkő-karsztok porozitása 0,4–1%, a triász dolomitok porozitása 1–3,5% között ingadozik. A mészkövek adata közzétér fogatleürülés számításából származik. A dolomitok adatait karsztvízszintészlelő kutak próbaszivattyúzásából számították. A hévízáramlás sebességét C^{14} -es vízkorvizsgálatok (Deák, 1984) derítették ki. Az összes többi fontosabb tényezőt a korábban leírt vizsgálatok figyelembevételével a II. táblázat tartalmazza, amely a blokkos mészkő-

karsztmodell sémáján alapszik. Böcker (1976) már korábban felismerte a több nagyságrendben változó karsztos törésrendszerek jelentőségét a karsztvíz-áramlásban, melynek kutatásában számos új eredményt ért el.

5. A vízháztartási vizsgálatok eredményei

Karsztjaink vízkészlete és vízmérlege

Az egész hegységre kiterjedő csapadék- és forráshozammérések, ill. különféle beszivárgás-számítási módszerek figyelembevételével Kessler (1954), Szabó Pál (1955), Láng (1972) Jakucs (1960), Balázs (1964), Rónaki (1976), Dénes (1983), Tóth (1983) Böcker (1975), Rádai (1986), Lorberer (1986), Csepregi (1988), Szlabóczky (1978) és a szerző (1980) meghatározták Magyarország egyes karszterületeinek vízmérlegeit. Ezeket szükség szerint javítva kiszámítható, hogy Magyarország karsztvidékein a sokévi területi átlagos csapadékösszeg 650 mm/év körüli értékre tehető. A beszivárgás annak 27%-a, azaz 180 mm/év. A szabad felszíni karsztfelületeken belül az összes beszivárgási területre (1800 km²) vonatkozóan és fenti beszivárgás feltételezésével sokévi átlagban 10 m³/sec-ra tehető karsztjaink összes dinamikus vízkészlete. Fenti vízmérleg vizsgálatokat is figyelembe véve, Magyarországon a sokévi átlagos karsztvízmérleget az alábbi egyenlettel közelíthetjük meg a sokévi területi átlagértéket alapul véve:

$$Cs = B + E + L, \text{ azaz:}$$

$$650 = 180 + 450 + 20 \text{ (mm/év)}$$

ahol CS = csapadék, E = evapotranspiráció, L = felszíni lefolyás.

A Dunántúli-középhegység vízmérlegét az utóbbi években Böcker és Lorberer évenként határozza meg a Hévízi-tó és a budapesti hévforrások védelme érdekében.

Beszivárgás-számítási módszerek

A karsztvízkészletek fokozódó kihasználtsága egyre megbízhatóbb módszerek kidolgozását tette szükségessé. Valamennyi módszer az évi beszivárgást mészkőkarsztok évi összes forráshozamaként definiálja, beleértve a mindenkori alapvízhozamot is. A módszerek a dolomitkarsztok felszínére helyesen adják meg az évi beszivárgás értékét, de az ottani források évi vízhozamösszegére csak sokévi átlagban adnak helyes eredményt. Kessler (1954) mértékadó csapadékszázaléka az első négyhavi és az egész évi csapadék %-os viszonyából vezette le az évi beszivárgás értékét a növényzet nyári vízigénye miatt. Az így kapott értéket az előző évvége csapadékosságával javította, és a mecseki Tettye-forrás évi hozamértékeivel kalibrálta. Böcker (1965) a negyedévi határcsapadékokat levonja a negyedévi csapadékösszegekből és a maradékok összege az évi beszivárgási összeg. Negyedévi határcsapadékait a bükkői csepegésből számítja és a negyedévi evapotranszpiráció és a felszíni lefolyás összegeként definiálta.

Első módszerünk szerint az évi beszivárgás a havi beszivárgások összege. A havi beszivárgások összegét a havi csapadékösszeg és a havi beszivárgási együttható szorzatából állítjuk elő. A beszivárgási együttható a jósvafői Nagy-Tohonya-forrás 20 évi havi átlagos vízhozamának és a jósvafői csapadék és vízgyűjtő terület szorzata hasonló átlagának hányadosa. Az ilyen módon képzett havi beszivárgási értékek összege csak nyers évi beszivárgási összeget

jelent, akárcsak a 2. fejezet $\frac{C^2}{2500}$ hányadosa (második

módszer alapmennyisége). Négy vízháztartási korrekcióval aktualizáljuk a sokévi átlagos nyers értékeket. A korrekciókat mindkét módszernél a havi csapadék és léghőmérsékleti adatokból számítjuk. Csepregi (1988) Morton módszerét adaptálta karsztra. A havi csapadékösszegekből és a talaj nedvességtartalma összegéből levonja a havi átlagos evapotranszpiráció és a talaj maximális vízkapacitása összegének értékét. Az évi beszivárgást a havi értékek összegéből számítja ki. Módszerét karsztra még nem kalibrálta.

6. A kémiai transzportvizsgálatok eredményei

A magyarországi karsztok denudációja és környezeti szennyeződése

1983/84-ben a VITUKI három vízminőségi mintaterületen vizsgálta a hazai karsztvidékek mindenfajta víztípusára a jellemző vízminőségi összetevők változását (1. táblázat). A jósvafői területen Izápy, a másik két területen a vízműlaborok végezték az elemzéseket.

Izápyval közösen (1986) készítettük el az aggteleki, bükkői és bakonyi mintaterületek eredményeinek feldolgozását. A vízhozamok ismeretében az eredményeket átlagos fajlagos ion-transzportok számításával lehetett összehasonlítani kg/év/km² dimenzióban. A mintaterületek kiterjedése fenti sorrendben 80, 110, 200 km² volt. A beszivárgó csapadék és a források közötti transzport különbségből megállapítottuk, hogy Magyarországon a karszt-denudációban a Ca-Mg karbonátokon kívül Na-K-Cl és SO₄-ionok is részt vesznek, összesen 6–8%-os mennyiségben. A mélységi denudációhoz hozzáadtuk annak 20%-át areális korrózió gyanánt Balázs (1964) becslése nyomán.

Az így számított denudáció szélső értéke a három területen 58–71 tonna/év/km² között változott. Ezzel szemben a környezeti szennyeződést okozó nitrátvegyületek átlagos fajlagos transzportja 0,9–3,0 tonna/év/km² szélső értékekkel adható meg. Az Aggteleki-karsztra kapott denudáció értéke több mint kétszer nagyobb, mint Balázs 1964 évben meghatározott mennyisége. Az eltérés oka az a körülmény, hogy azóta sokévi, megbízható vízhozam- és vízkémiai adat beszerzésére volt lehetőség a Jósvafői Karsztkutató Állomás mérőhálózatának üzeme keretében és más alkotókat is figyelembe vettünk. A m³-re átszámított denudációs értékek 22–26 m³/év/km² között változnak. Az 1000 mm-es átlagos csapadékra vonatkozó fajlagos felszínlepusztulás értéke 0,032–0,041 mm/évnek adódott.

Maucha László
Vizgazdálkodási Tudományos
Kutatóközpont
Budapest
Szigeti József u. 7.
H-1041

IRODALOM

A tanulmányban szereplő irodalmi utalások részletes adatai a szerző hasonló tárgyú, angol nyelvű alábbi dolgozata végén található:

MAUCHA L. (1989): Karst water resources research in Hungary and its significance. — *Karszt és Barlang, Special Issue*, p. 39–50.