

KARSZTVÍZFORGALOM A DUNÁNTÜLI-KÖZÉPHEGYSÉGBEN

LÁNG S.

Eötvös Loránd Tudomány Egyetem, Budapest

1. A karsztosodás, a karsztos kőzetek és tulajdonságaik

1.1. A karsztkőzetek

A karsztosodás a jól oldható kőzetek elváltozása — karsztjelenségek fellépése formájában, a víz oldó hatása révén. A karsztvíz a karsztosodásra alkalmas kőzetekben geológiai korokon át összegyülekezett, beszivárgott, vagy a karsztba lefolyt felszíni (csapadék) víz. Beszivárgása a már régóta lepusztult felszínekről kisebb-nagyobb járatokon, üregeken, repedéseken, hasadékokon, barlangokon át történt. A karsztvíz a kellően szigetelő fekvő zárótételek felett a karsztos kőzetek fenti, egymással többé kevésbé összefüggő üregrendszerét részben vagy egészben ki is tölti. E karsztos járatok vízbősége általában többszöröse a fekvő és a fedő nem karsztos összletek vízbőségének. A dunántúli karsztvíz néhány fokkal még melegebb is, mint a fedő fiatal üledékek ún. talajvizei.

A dunántúli hegyvidéken mutató karsztos kőzetek: főként a földtörténet másodkorából származó mészkövek és dolomitok, amelyek a felszínen jelentős kiterjedésben, a felszín alatt pedig hatalmas vastagságban mutatkoznak. Vastagságuk 1000 m feletti, de ez a szám még nagyobb, ha figyelembe vesszük az egyes hegységterületek töréses, pikkelyes szerkezetét. Ezek szerint pl. a *Bakony*-ban (id. L ó c z y szerint csak a *triász* időszak karsztos kőzetei mintegy 3000 m vastagságúak, míg a *júra* és a *kréta* beliek együtt mintegy 1000 méteresek. Még tovább vastagítja a kőzetek karsztját a 100–200 méternél ugyancsak ritkán vastagabb *felsőeocén* és végül a *miocén* mészkő. A *Gerecsében* — V i g h G y . szerint — a karsztos *mezozoós* összlet 1000–1100 m., a *Buda–Pilisi* hegységben pedig — V e n d l A . szerint — kb. 1175 m. vastag.

A *Dunántúli Középhegység* karsztos pásztjának földfelszín alatti kiterjedését — *Keszthely* és *Budapest* között kb. 1000 m-ig egészen az alaphegységig — K a s s a i F . (1948) kissé több, mint 10 000 km²-re teszi. Mivel e vonulat karsztos kőzeteinek átlagos vastagsága >1000 m, és ha csak 1%-nyi üregesedést tételezünk fel a hatalmas kőzettömegben, az is 100 km³, ún. statikus karsztvízzel töltött üregrendszert jelent. (A dunántúli középhegységi karsztok üregesedésére nézve később pontosabb adatokat közlünk.)

A karsztos kőzetek jellemző sajátossága a *repedezettség* és az *üregesség* (hézagterfogat). A repedések, üregek az ún. *karsztvízszint* vagy *karsztvíztükör* felett levegővel, esetleg más gázokkal, erősen hűlvadási vagy csapadékos periódusban részben leszálló vízzel vannak tele, míg a karsztvízszint alatt túlnyomó többségükben vízzel.

A repedések egyrészt tektonikus eredetűek: törések, vetők mentén többé-kevésbé szétnyílt vagy ezenkívül még oldódással is bővített közhézagok. Képződhetnek ezenkívül repedések a rétegebb kőzetek rétegeinek szétválásával, továbbá (márgák) palásodással is, vagy pedig egyenetlen tömörödés (kompakció) révén is.

Az üregesség lehet *elsődleges*: sejtes, likacsos mészkő, vagy dolomit képződés révén, majd ezek tovább alapkőzet oldással is bővültek. Az üregek és a hézagok, utólag azután be is cementeződhetnek, főleg újra kikristályosodott mészkővel.

A leszálló karsztvíz övezetben az *atmoszférikus oldódás* ma is folyik. S c h m i d t S . pl. a dorogi bányavidéken (100 km²) évi 1800 m³ új üreg képződésével számol. Ez az adat talán még kissé soknak is tűnik a kb. 50 m tszt. feletti mintegy 13–15 km³ térfogatú karsztvidéken. 1 millió évre ugyanis 1,8 km³ jutna, a *pliocén* kezdete óta pedig ilyen arányban már régóta az összes *Dorog* vidéki karsztos kőzetnek fel kellett volna oldódnia, holott a mai domborzat itt kb. a *pliocén* közepétől származik. Ilyen gyors oldással pl. nem állhatna fenn pl. a *Nagy Gete*-hegy (456 m), tetején a miocén kvarckavicstakaró sapkával. Ezért az oldódás mértéke a S c h m i d t S . számította mennyiségnek — becsléseink szerint — *a felét sem érheti el*. Pontosabb adatokra kellő mérések és megfigyelések árán lehet majd jutni.

Megbízható becsléseink szerint a mai éghajlati körülmények között nálunk 1 millió év alatt mintegy 8 m vastag mészkőtakaró pusztul le, főleg oldódással, korrózióval és kifagyásos, továbbá inszolációs aprózódással. E rétegnek csak egy része felszíni, míg jelentős hányad jut a felszínalatti üregképződésre is a leszálló karsztvízi zónában. A mai klíma- és vele az oldódási viszonyok mellett a felszínről kb. 1–1,5 m tömör réteg oldódhat csak fel.

A karsztos kőzetek *üregtérfogata* (hézagtérfogat) — mivel egész hegységek kőzet-tömegeiről van szó — általában 1–2% között változik. Nézetünk szerint, a *Dunántúli-Középhegység* vonatkozásában — a hézagtérfogat értékek kőzetfajták szerint — az alábbiaknak vehetők:

| | |
|--|------|
| Meszes márgák | 0,5% |
| Tömör, vastagpados mészkő, dolomit | 1 % |
| Ugyanaz, de jobban repedezett | 1,5% |
| Lemezes, likacsos, vékonyrétegű, sejtes, nagy üregű mészkő | 2 % |

Mindez azt jelenti, hogy a beszivárgás részére a főkarsztvízszint felett a kőzettípusokban legfeljebb $5000-20\,000 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{km}^3$ térfogat áll rendelkezésre.

A beszivárgás mértéke — K e s s l e r H . (1954) szerint középhegységeinkben — az évi csapadék 30–40%-a. Ezt az összeget részünkről soknak tartjuk. Évi átlagban ez az érték számításaink szerint mintegy 25–30%- közé esik. Ennek alapján — a 680 mm átlagos csapadékú dunántúli középhegységi karsztos területek átlagos beszivárgása sokévi átlagban évi 180 mm lenne (3. táblázat). Ez $\sim 180 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{km}^2$, amelynek a tározásához az átlag 1% üregesedés mellett 18 m vastag (18 millió m³-nyi) kőzetrétegre van szükség. 2% üregesedés mellett — ezzel az értékkel K a s s a i F . számol — az igényelt víztartó kőzettérfogat az évi átlagcsapadék tározódásához — csak 9 millió m³ kőzet (azaz 9 m vastag kőztlemez). Ebben a 9–18 m közötti szintben helyezkedik el a szárazabb, ill. a nedvesebb évek vagy évszázadok vízháztartásának megfelelően a dinamikus karsztvízövezet. E szint helyzete — amint arra már utaltunk is — egy bizonyos középtértékhez képest \pm néhány métert változik a szélsőségesen száraz, illetőleg a szélsőségesen nedves évek helyzete szerint.

Amint arra a többéves karsztvízszint megfigyelések eredményeit feltüntető ábráink is utalnak, az antropogén hatásoktól (bányászat!) nem háborgatott területeken, pl. a *Déli Bakony* központjában vagy a *Keszthelyi-hegység* közepén (*Kövesgyűrű, Vállus*), a természetes megcsapolások helyétől is távol e vízszintingadozások szerények, ha egy-egy erősen csapadékos hónap vagy évszak hatását keressük. A természetes megcsapolási övezetekhez közel (pl. *Veszprémfajszi karsztaknája*) viszont nagyok a vízszint ingadozások már 1–2 napon belül is, mert a nagy esőktől, hóolvadásoktól igen gyorsan feltöltődik, majd hamarosan ki is ürül a dinamikus karsztvízövezet még szabad járatrendszerre.

1.2. A középdunántúli karsztvíz helyzete, a karsztvízszint

Szádeczky (1941) szerint a dunántúli karsztvízes területek a Grund-féle és a Katzler-féle karsztvízszint elmélet ritka határeseti állapotának közelében vannak. Grund szerint ugyanis az ún. *karsztvíztükör* az egész hegységre kiterjedő, alig lejtősödő felszín, amely a hegységperem természetes megcsapolások szintjétől — óraüveg szerűen — a hegység központi, legmagasabb részei felé feldomborodik. Katzler teóriája viszont a nagykiterjedésű hegységek egységes karsztvízszintje *ellen* szól (kövctői Keilhack és Lehmann is ezt vallják). Katzler karsztcsatornáit egymástól független tele alagutak.

A természeti jelenségek nagyfokú bonyolultságára utal azonban az, hogy vannak olyan esetek, amelyek Katzler elmélete mellett szólnak, pl. egymás tözsomszédságában húzódó csatornák, üregek esetén lehetséges, hogy egyiknek a kiürülése nem okoz vízszintcsökkenést a másikban (Schmidt S., 1932. 146–147. o.), pl. a tokodi altárónál, bár az általános karsztvízszint mindenütt azonos. A Grund-féle szabad karsztvíztükör nagy területre vonatkozó érvényességét igazolni látszik viszont az éghajlatingadozás hatása, a csapadék mennyiségi ingadozásán keresztül. Az esztergomi szénmedencében pl. az évi ingadozás 1 m-es vagy pedig csak az alatt marad, a néhány évtizedes pedig >2 m lehet (Rozsnyik — Schröter — Roth). Ezenkívül a karsztvíznek a tározó üregrendszer sajátosságaitól függő, előre nem jelezhető regionális, térbeli helyzetváltozásai is lehetnek, a Grund-féle elméletnek megfelelően, amint ezt Szádeczky írja. Csak a Solymári-akna vízszintje emelkedett 1939/40-ben 10 hónap alatt 3 m-t, mert a karszt feletti összletből is kap vizet.

A fentiek figyelembevételével lehet megszerkeszteni az általános érvényű izohipszás karsztvíztérképet, főként dunántúli karsztos hegységeink területéről. Az első ilyen vázlatos térképet Szádeczky K. E. szerkesztette (1942), majd részletesebbet Kassai F. (1948).

Ma már a VITUKI Karsztvízkutatási Osztálya évente ad ki részletes karsztvíztérképet (Böcker T. és Sárvary I. szerkesztésében). A legutolsó ilyen térkép az 1972. jun. elsejei állapotot tünteti fel (*1. táblázat*).

Saját régebbi véleményünk szerint (1948) a Grund-féle igen lapos feldomborodású karsztvízszint a *Dunántúli-Középhegység*ben nem áll fenn vagy csak részben van meg, vannak gyorsabb és vannak lassabb vízkicserélődésű, ill. dinamizmusú zónák. Több hegység résznek önállóan feldomborodó, különböző magasságban levő főkarsztvízszintje van. Fennállnak ezenkívül egyes hegység részleteken a főkarsztvízszinthez képest magasabb helyzetű, kis méretű karsztvízrendszerek is (pl. *Bakonybél* felett a *Kökút* 400 m-en fekvő kis karsztforrásához kapcsolódó karsztvízrendszer a 648 m-es *Halyag-hegyben*). Utóbbiak jelentősége és vízforgalma azonban aránylag csekély.

1. táblázat
Dunántúli Középhegységi karsztvízszintek

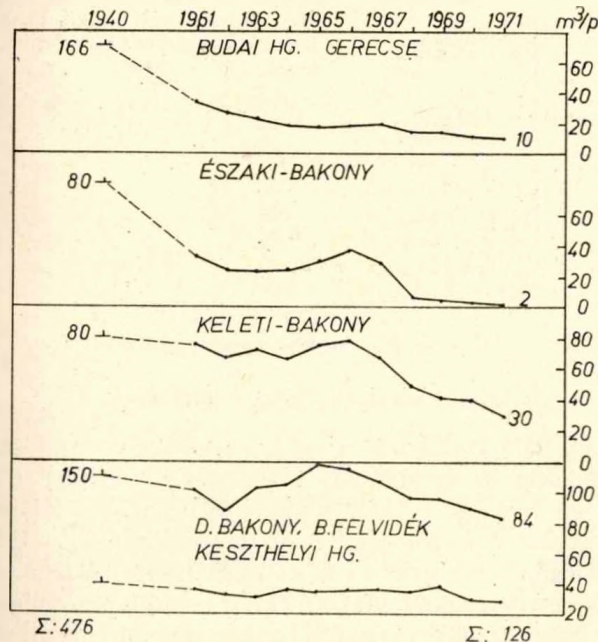
| Észlelés helye: | 1946. m. tszf. | 1972. 1. 1. m. tszf. | Karsztvízszint süllyedés m. |
|--|-------------------|------------------------------|--------------------------------|
| Budakalász — 2. fúrás | 112,5 | — | — |
| Solymár — Solymári-akna | 138 | 118,4 | —19,6 |
| Pilisvörösvár | 138 | 112,8 | —25,2 |
| Pilisszentiván — Erzsébetakna | 137—138 | — | — |
| Dorog Új-akna | 131,3 | 109 | —22,3 |
| Reimann-akna | 131 | 108 | —23 |
| B-akna | 131 | 108 | —23 |
| Samu-akna | 131,3 | 108 | —23,3 |
| Tomedék-akna | 132 | 108 | —24 |
| Tokod Vilmos-akna | 131 (1931-ben) | 109 | —22 |
| Ebszőny Szállító-akna | 131 | 110 | —21 |
| Tát — 17. fúrás | 115,4 | 110 (M-97) | — 5,4 |
| Sárisáp — Langyos forrás | 131 | — (elapadt) | kb —21 |
| Nagysáp — 2. fúrás | 188,075 | 110 (NS-61) | —78 |
| Tatabánya VI.-VII. akna | 139,5 | 110 | —29,5 |
| Tatabánya Vizakna | 139,5 | 110 | —29,5 |
| Tata Fényes és Vak-forrás | 132 | 123 | — 9 |
| Cseke-tó | 140 | 123 (Pokol-fúrás) | —17 |
| Oroszlány I. akna | 140 | 123,7 (01—1761) | —16,3 |
| Nagygyháza — 3. fúrás | 139,5 | 118,8 (Nh-1) | —20,7 |
| Alcsút — Vérti völgy | 140 | 137,5 (Ad-1) | — 2,5 |
| Zámoly (139,4 m) É-ra 3,4 km-re források | 155 | 140 | —15 |
| Gánt — Vizakna | 158 | 140,3 (Gánt-1) | —17,7 |
| Csákberény Fürdő-tó | 185 | 138 (Csb-a) | —47 |
| Csókakő 228,3 0-tól Ny-ra két forrás | 180 | 135,8 (Csk-1) | —44,2 |
| Bodajk — Bodajk-tó | 146 | 138 | — 8 |
| Fehérvárcsurgói Meluzinafürdő | 130 | 60 | —70 |
| Fehérvárcsurgó Duzzogó-fürdő | 127 | 90 | —37 |
| Forrófái-tó | 132 | 80 | —52 |
| Csór — Csabafőviz | 124,5 | 100 | —24,5 |
| Inota, Boda-, Sár-, Farkaskút-f. | 147,6 | 84,4 (Erömü-lakótp. akna) | —56 |
| Csetény — 22. fúrás | 169,1 | 148 (Q-232) | —21,1 |
| Dudar — 14 fúrás | 164,3 | 149,1 (D-218) | —15,2 |
| Várpalota | 147 | 100 | —47 |
| Veszprém, Laczkó-forrás | 240 | 240 | ∅ |
| Hévízfürdő | 109 | 109 | ∅ |
| Tapolca, Tavasbarlang | 124,4 | 124,2 | ∅ |
| Nyírad, bauxitbánya | 150 | 115 | —35 |
| Ajka | 204 | 170 | —34 |
| Jolán-akna | 247 | 232,3 (V-235) | —14,7 |
| Városlőd, Kálvária-völgy | 314 | 250 | —64 |
| Gyepükaján, melegviz | 170 | 154,6 (Gyk-2) | —15,4 |
| Attyai-források | 178 | 157,5 (Pk. akna) | —20,5 |
| Tapolcafő | 180 | 157,5 (Pk. akna) | —22,5 |
| Sümeg Vizmú | 147 | 142,8 | — 4,2 |
| Öcs-Kindertó | 185 | 182,8 | — 2,2 |
| Véndeki Szentkút | 165 | 130,7 (HgN 29) | —34,3 |

Az ún. főkarsztvízszintet már a 40-es évekig rögzítették, amely az erozióbázis szintje (ÉK-en a Duna, vonala, DNY-on a Bakonyban a Móri-árok, a Sárrétek, a Balaton és a Marcal-medence depressziója) fölé — a már említett — többé-kevésbé feldomborodó, óraüvegszerű felszín. Eszerint, *egységes főkarsztvízszint van jelen a Vértes, a Gerecse, a Pilis és a Budai-hegység aljzatában*, majdnem 150—180 m-t is elérő (tszf. m.) központi

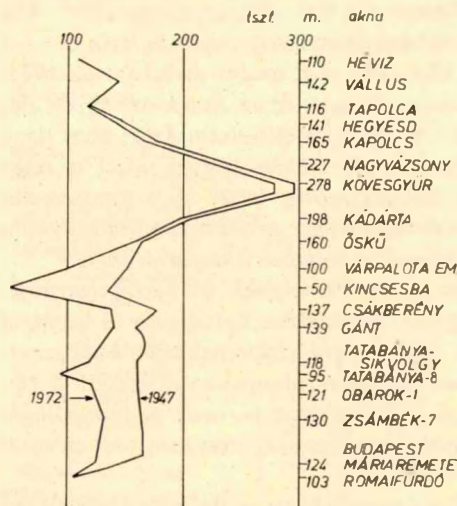
feldomborodásokkal. A peremi megcsapolások *Budapest*en 100–105 m, máshol 110–150 m között voltak. Ma a központi karsztvíztükör-feldomborodások már alig érik el — a bányászat okozta nagy depressziók miatt — a 130–140 m-t, amint arra utal az 1972. évi karsztvízterkép is. Emellett, a feldomborodások áthúzódtak az *Észak-Mezőföld* alá, ahol még tart a középhegységi *mezozoós* karsztvíz tartó kőzetek felszínalatti, nem nagy mélységű kiterjedése. Ellenben a *Vértes—Gerecse—Pilis—Budai* hegyek alatt a nagy depressziók hatására már csak 110–120 m a karsztvízszint, tehát alig domborodik fel. Ha a bányászat okozta vízkiemelés üteme nem csökken, a 100 m alá fog süllyedni egy évtizeden belül és emiatt fokozatosan *megszűnnek a budapesti hévforrások* is.

A *Bakony* a másik külön nagy karsztvízes egység, amelynek fő karsztvízszintje, hozzátámaszkodván a litéri töréss átfoládás szigetelő övezetéhez, *Tótvázsony* és *Szentgál* között ma még túllépi a 250 m tszf. m. szintet, de a peremi vízkiemelések (*Iszkaszentgyörgy, Várpalota, Ajka, Halimba, Nyirád*) itt is évről évre rohamosan apasztják a vízszintet, és már régóta a felhalmozott ún. *statikus vízkészleteket* is, mert az *utánpótlódó (dinamikus)* karsztvíznek egy-egy említett bányaterületen esetleg évente a *többszörösét* is kiemelik.

A 1–3. ábra karsztvízszintjei közül egyeseknek ingadozása, — ha csak a természeti folyamatoktól, csapadéktól, stb. függ, — még matematikailag is könnyen értelmezhető egy-egy elsőfokú függvény szerint (pl. *Kövesgyűr, Vállus*, 1967-ig), feltéve, hogy lassú lejáratúak az ingadozások (ellentétben pl. *Veszprémfajs* esetével, az ott fellépő nagy és gyors ingadozásokkal) A 2–3. ábrán viszont, *Tata* és *Vértesszöllös* karsztaknáiban — a bányászat okozta karsztvízszint süllyedés eredményei tanulmányozhatók.

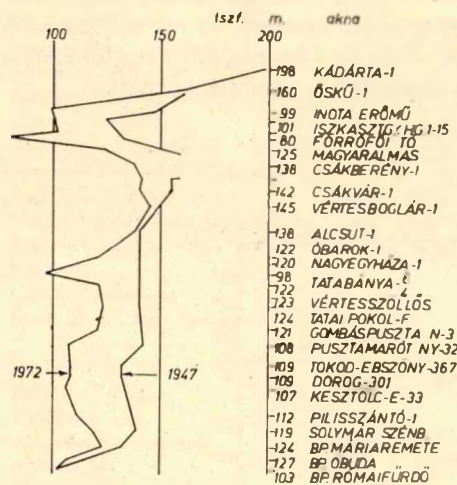


1. ábra. A karsztforrások évi hozamai tájankénti bontásban.
Fig. 1. Total annual yields of karstic springs by areas.



2. ábra. Karsztvízszint süllyedés a Dunántúli Középhegységben a Hévíz – Budapest szelvény mentén. Bázisszint: 1947. Csökkent szint: 1972. A számok az 1972. évi tengerszint feletti karsztvízszint magasságot jelentik.

Fig. 2. Decreasing of karst water level in the Transdanubian Central Mountains along the Hévíz – Budapest section. Basic level: 1947. Decreased level: 1972. Figuring numbers are the 1972 heights above sea level.



3. ábra. Karsztvízszint süllyedés a Dunántúli Középhegységben a keleti területen. Bázisszint: 1947. Csökkent szint: 1972. A számok az 1972. évi tengerszint feletti karsztvízszint magasságot jelentik.

Fig. 3. The decreasing of karst water level in the Trans Danubian Central Mountains at eastern area. Basic level: 1947. Decreased level: 1972. Figuring numbers are the 1972 heights above sea level.

2. Karszthidrogeográfia

2.1. A karsztok hidroklimatológiája

A karsztvidékek hidroklimatológiai sajátosságai nagyon változatosak, hiába van jelen a karsztos alapkőzet. Ez ugyanis csak a beszivárgás tényét határozza meg. A beszivárgás mennyiségi mutatói viszont már zömmel az éghajlati sajátosságoktól függenek: a csapadék mennyiségétől és minőségétől (a hó részeseződéstől), továbbá a légnedvesség, a szél, a napsütés, a léghőmérséklet és a szikla (-kőzet-) hőmérséklet alakulása is lényeges, végül a karsztot fedő esetleges növénytakaró és a már meglévő domborzat is fő tényező. Nem közömbös az éghajlati fekvés (nap felé fordult vagy attól inkább elfordult helyzet). Irányadó általában a karsztvidéknek a földrajzi zónák és a magassági övek szerinti helyzete is.

Mindezek figyelembevételével a világ karsztjain a beszivárgási tényező (a csapadék %-ában) 0,1–99%, tehát igen nagy, úgyszólván maximális a szórás lehetősége.

Megjegyezzük továbbá azt is, hogy az 1851–1970. időszakra számított beszivárgás időben kisebb-nagyobb eltolódásokat jelez, pl. az 1901–1950. szakaszra megadott normákhoz képest. Ezek az ún. éven belüli ingadozások egy-egy 30–50 éves szakaszban a beszivárgás évszázados végösszegét már kevéssé érintik. Pl. a múlt században és a jelen század első negyedében a szeptember még aránylag nagyon csapadékos hónap volt, majd ennek szerepét a 30-as évektől kezdve átvette a november (L á n g 1953.). Szerencsére ez a változás a beszivárgás végösszegét nem, vagy csak alig befolyásolta. Befolyásoló volt inkább a téli csapadék és az évi csapadék néhány %-os növekedése a múlt század közepe óta, ami a tél némi hidegedésével kissé növelte a beszivárgást. Igaz, hogy ez csak kicsiny mérvű vízkészlet növekedést jelent, néhány m³/perc értékkel.

Feltűnő volt végül az 1851–70. közötti két évtized igen nagy szárazsága *Európa*-szerte, amikor *Párizstól Rómáig* vagy *Szverdlovszkig* mindenfelé átlagban 20–40%-kal kevesebb évi csapadékot jegyeztek fel, persze kb. ilyen arányokban csökkent a beszivárgás is a dunántúli karsztba. Ennek folyományképpen a múlt század 60-as éveiben a *Fertő* és a *Velencei-tó* kiszáradt, a *Balaton* közepes vízszintje pedig 100–130 cm-t csökkent.

2.2. A csapadék beszivárgása, a karsztvíz keletkezése

A csapadék beszivárgásának egyik fő előfeltétele a beszivárgást elősegítő repedezett karsztos felszín kiterjedése a *Dunántúli-Középhegység* különféle részein, — ideszámítva a *mezozoós* alaphegységi, főleg *triász* mészkő- és dolomitterületeket, valamint a *neogén* fedőhegységi jellegű, de még a *mezozoós* karsztosodó alpra települt felszíneket is, az alábbiakban részletezhető az egyes hegységi területek szerint.

2. táblázat
A Dunántúli Középhegység karsztjainak kiterjedése km²

| Karszterület megnevezése | Terület km ² | Karszterület megnevezése: | Terület km ² |
|---------------------------------------|-------------------------|-------------------------------|-------------------------|
| <i>Bakony</i> | | <i>Dunazug-hegység-Vértes</i> | |
| 1. Északi-Bakony (B) | 300 | 4. Vértes (V) | 180 |
| 2. Keleti-Bakony (K) | 350 | 5. Gerecse (G) | 150 |
| 3. Déli-Bakony és Balatonfelvidék (D) | 400 | 6. Budai-hegység (B) | 100 |
| | 1050 | | 430 |

Ezek szerint a dunántúli-középhegységi karsztvidékek együttes kiterjedése 1480 km². Megjegyezzük itt azt is, hogy *Kessler H.* (1954) e karsztvidék kiterjedését mintegy 1000 km²-ben adja meg. Az eltérés oka főleg az, hogy *Kessler* csak a másodkori karsztfelszíneket vette számításba. Már pedig utóbbiak egy része harmadidőszaki, fiatal durvamészkő terület, amelyet hozzá kell számítani az alaphegységi *mezozoós* karszterülethez, feltéve, hogy a fekében a másodkori karsztos kőzetekkel még érintkeznek.

Az *1. táblázat* zárjeles adatai a *VITUKI* (*Böcker T.* — *Sárváry I.* szerkesztette) 1972. I. 1. állapotokat tükröző dunántúli középhegységi karsztvíztérkép színelcsa alapján kerültek összeállításra és a fedőhegységi karsztfelszíneket is zömmel tartalmazzák. Továbbá néhány % kiegészítéssel olyan karsztnak nem jelzett területeket is feltüntetnek, ahol csak pár méteres lehet a fedő homok- vagy lösztakaró, és beszivárgással vagy ráfolyással folytatódik a beszivárgás a közel fekvő karsztba.

A beszivárgás mértékének kiszámításához általánosságban Maillot és Kessler H. (1954) formuláját használtuk fel kellő korrekciókkal.

2.3. A középdunántúli karsztvíz mennyisége, a karsztvízkészletek

A karsztvíz mennyisége a Dunántúli Középhegységben ha nem is végtelen, de igen tekintélyes vízkészlet. Nem tekinthető teljes egészében mindenütt mozdulatlan, statikus

3. táblázat

A) Karsztvízkészletek és tározó kapacitás a Közép-Dunántúlon
(becslések *, számítások)

| 1972. évre | Terület, km ² (mélykarszt, statikus öv) | Porozitás % | Hegység térfogat* km ³ | Karsztvíz km ³ | |
|---|--|----------------|---|---------------------------|-----------|
| | | | | Dinamikus* | Statikus* |
| 1. Bakony | 3000 | 1 | 600 | 0,25 | 6 |
| 2. Vértes-Dunazug hegység | 2000 | 1 | 350 | 0,10 | 3,5 |
| 3. 1945-re (Bakony + Vértes-Dunazug együtt) | 5000 | 1 | 950 | 0,35 | 9,5 |

* 100 m tengerszintfeletti magasság fölé eső térfogatértékek

B) Bányászat és a vízművek révén kiemelt összes karsztvízmennyiség és a források vízhozama millió m³

* Az 1931. előtti adatokkal együtt

| | 1931— 1945* | 1946— 1960 | 1961— 1972 | Csak 1971. évi: | Σ: | Források vízhozama | | |
|-----------------------------------|----------------|---------------|---------------|-----------------------|------|--------------------|---------|---------|
| | | | | | | 1931—45 | 1946—60 | 1961—72 |
| Pilisvörösvár (kőszén) | — | 6 | 5 | — | 11 | | | |
| Dorog (kőszén) | 110 | 350 | 660 | 40 | 1120 | | | |
| Tatabánya (kőszén) | 130 | 280 | 520 | 52 | 930 | | | |
| Izszakzentgyörgy (bauxit) | — | 40 | 250 | 29 | 290 | | | |
| Várpalota (kőszén) | 150 | 56 | 80 | 8 | 286 | | | |
| Balinka (kőszén) | — | — | 40 | 9 | 49 | | | |
| Dudar (kőszén) | — | 5 | 10 | 1 | 15 | | | |
| Urkut (mangán) | 25 | 30 | 30 | 2 | 85 | | | |
| Ajka (kőszén) | 100 | 130 | 140 | 13 | 370 | | | |
| Halimba | — | 10 | 30 | 4 | 40 | | | |
| Nyirád | — | 20 | 700 | 110 | 720 | | | |
| Kisebb vízművek karsztaknákból | 200 | 250 | 300 | 10 | 385 | | | |
| | 715 | 1177 | 2765 | 278 | 4657 | 3640 | 2950 | 1260 |
| Évi átlag: | 48 | 78 | 230 | | 108 | 243 | 196 | 105 |

készletnek, még a fekvőre támaszkodó alsó része, övezete sem, mert a helyenkénti törésvonalakon még mélyebbről feláramló magas hőfokú ún. *profundus*, továbbá az esetleges *juvenilis* vizek lassan-lassan átkeverik.

Ez lehet az eset a budai termális vonalon, továbbá *Esztergom–Dunaalmás, Pétfürdő* és *Hévízfürdő* törésvonalánál is. (E lassú szekuláris évezredes áramlásra utalnak a VI-TUKI tríciumos vizsgálatai is a hazai karsztokon.) (1973)

A vízkészlet tényleges méreteit illetően előzőleg meg kell említenünk, hogy a *Dunántúli Középhegység Hévízfürdő–Budapest* közötti részének közepes magassága csak mintegy 280–300 m, a karsztvíz átlagos szintje pedig a *Bakonyban* 150–200 m (ma pl. maximálisan 280 m), a *Vértesben, Gerecsében* és a *Buda–Pilis* hegységben még e hegységek közepe táján is csak 110–120 m. Ezek szerint a fenti területeken az ún. *beszivárgásos és leszálló (dinamikus) karsztvízöv*, egészen a dunai-balatoni erózióbázisig ma már átlagban csak a *Bakonyban* lehet mintegy 120–150 m vastag, míg a *Vértesben* és a *Dunazug* hegységi területen csak 10–20 m. Ezzel szemben a *Középhegység* teljes karsztos összlete átlag 1200–1300 m vastag. Ennek karsztvízkészlete a táblázatok szerint az alábbi: (Számításba csak a felszínnel nagyobb mérvű vízforgalmi kapcsolatban álló, kb. 5000 km²-es területet vettük.) (3. táblázat)

A kiemelt, végösszegeiben hatalmas méretű karsztvíz mennyiségek végeredményben a statikus karsztvizeket csapolták meg, a középhegységi mélykarsztokat is beszámítva. Ennek hatására csökkent a főkarsztvízszint mintegy 40 m-t (1% üregekedéssel számítva). Ez a mintegy 0,4 millió m³/km² vízvesztés az elmúlt 50–100 év óta már mintegy 4 km³ összes vízvesztést jelent bányahelyenként változó méretekben. Kb. 2% porozitással számítva a süllýedés mérve csak 20 m lenne. (Hogy melyik adat áll közelebb a valósághoz, azt nehéz eldönteni, mert a hegységek belsejéből nem állnak rendelkezésre sok évtizeddel ezelőtti karsztvízszint adatok.) Azonban jó tájékoztatást ad erről a 2., 3. ábra, eszerint az átlagos karsztvízszint süllýedés kb. 25 m. Ez 1,6% üregekedést jelent.

2.4. A vízmérleg és a vízháztartás kérdése a Közép-dunántúli karsztokon

A vízmérleg és a vízháztartás meghatározása a nagyobb kiterjedésű karsztokon a legbonyolultabb, szemben pl. a felszíni vízfolyásokkal. Fokozza a bonyolult jelleget – a *Közép-Dunántúl* esetében – a karsztvidékek erős tagoltsága – magas-, mély- és közbülső karsztokra, valamint a részleges lefedettség is. Tovább nehezedik a vízháztartási mérleg felállítása azzal, hogy a morfológiailag egységes karsztfennsíkokon belül is erős megosztottságot és hidrológiai különválasztást jelenthetnek azok a hegység szerkezeti övek, amelyek mentén vizet záró közettömegek tolultak fel, önálló parcellákra bontva a karsztot, önálló felszínalatti vízrendszerekkel (*Balatonfelvidék* egyes részei, *Alsóörs–Révfülöp* között). Ezek az önállósult részek egyénileg viselkednek, a kisebb egységeknek időben is egymástól eltérő vízháztartásuk is lehet. Az ilyen területek azonban csak kisebb kiterjedésűek. A vízmérlegben kifejezhető, egységes karsztvízháztartású részszak kijelölését a továbbiakban még az is nehezíti, hogy a *Dunántúli-Középhegység* java részén a karsztvízrendszerek laza összefüggésben állnak. Ha néhány helyen erősen leszívják a karsztvizet (*Dorog, Tatabánya, Iszkaszentgyörgy, Nyirád, Halimba* a jelenlegi legerősebb megcsapolási helyek), ennek folyamánként az egész közép-dunántúli karszton vízszintcsökkenés jön létre. Mindezek figyelembevételével (a főbb domborzati tényezők, a hegység szerkezet és a felszíni, továbbá a felszínalatti lefolyásviszonyok és a hidrológiai szakirodalom tájbeosztása) alakítottuk ki a középhegységi fő karsztvíz körzeteket (2. táblázat). Vízmérlegükre jellemző, hogy a beszívárgás itt 5 és 55% között ingadozik, az átlag 25–30% közötti.

A vízháztartással kapcsolatos vízforgalom a korábbi évtizedekben normális méretű volt: csapadék → beszivárgás (25–30 csapadék %, a többi elpárolog → áramlás a karsztforrásokig, vagy a mesterséges megcsapolásokig → felszínre lépés, lefolyás, társadalmi vízhasznosítás. A karsztvíz kicserélődéséről ma inkább abban a formában lehet beszélni, hogy a mesterséges leszívítás nagyobb is lehet, mint az utánpótlódás, majd a leszívítás csökkenésével egyes kiürült karsztjáratok újra megtelhetnek karsztvízzel és a víznívó emelkedik. Hogy ez a vízkicserélődés a középhegységi karszton végbemegy, arról a bányászattal kapcsolatos hidrológiai adatok már régóta tanúskodnak.

Eszerint, pl. a kb. 100 km² kiterjedésű dorogi szénbányászat területén a nedves évek karsztvízszint emelkedése rendszerint nem érte el az 1 m-t. Ma pedig a karsztaknak megfigyelései tanúskodnak a nedves szakaszok kisebb-nagyobb vízszint-ingadozásairól.

Ha pl. 1 m vízszint emelkedést veszünk alapul, ez 100 millió m³ közet térfogat, ami pl. egy 2% üreg térfogatú karsztban csak 2 millió m³ víztöbbletet jelent a korábbi közepes év alacsonyabb karsztvízmennyiségéhez képest. A 100 km² felszínen viszont ez 20 mm csapadéktöbblettel jelentkezik. A valóság azonban ennél nagyobb, még többször 10 mm is lehet, de az összefüggő karszthegységben a nagy többlet szétáramlik és részben hamar kifolyik (a megcsapolásokon át) és a mellékközeteknek (fedőhegységi nem karszt) is átadódik nagyobb vízkontingens.

Az előzőekben jelzett ún. *mélykarszt* a statikus, már nem áramló karsztvíz tározótere. A mintegy 10.000 km²-nyi, javarészen mélykarszti zóna összes térfogata kb. 10.000 km³, amiből a karsztvizet tartalmazó üregrendszer a kb. 0,5% részesedéssel is már 50 km³ (50 × 10⁹ m³), amely a magyar Duna 2/3 évi közepes vízhozamával egyenlő. Csak 1% üregesedéssel számítva is ez az összeg 100 km³!

Ennek természetes vízforgalma ma a hideg, langyos és meleg karsztforrások révén és a bányák vízemelésével, továbbá a vízművekkel hatalmas veszteség, amit ma már a csapadék beszivárgásával végbemenő nyereség nem is tud kiegyenlíteni, hanem az a karsztvízszintben egyre nagyobb depressziós tölcsérek kialakulásához vezet. (A vízmérleget l. később). Ezzel szemben a *dinamikus* (utánpótlódó) karsztvíz tározótere a 3000 km²-es *Bakonyban* mintegy 600 km³ köztér, amelyben 6–7 km³ karsztvíz van. A *Dunazug* hegységben ugyanúgy csak 0,2 km³ karsztvíz tározódik.

A karsztvíz utánpótlódásának kiszámításához szükséges *beszivárgási tényező* K e s s - l e r H. (1953) adatai szerint kb. 35%, J a k u c s L. (1961) szerint (a *Béke*-barlangnál) pedig csak 15%. Tekintve, hogy a középhegységnek kb. felerésze 100–200 m vastag, laza, fiatal üledékkel takart fedőhegységi térszín, csak 27%-os, kb. évi 180 mm-es átlagos beszivárgást vehetünk alapul kb. 1500 km² területre. E számítással a karsztvíz korára nézve tehetünk megállapításokat: a karszt teljes telitődése gyorsan megy végbe (geológiai-lag), vagyis ún. *triászvizek* (e korból valók) *nincsenek*. Ezek szerint a beszivárgás mennyisége évi átlagban 180.000 m³/1 km², azaz 0,18 m vastag vízréteg. Ez pl. 1 millió év alatt — a mai klímaviszonyok feltételezése mellett — 180 ezer m vastag (180 km-es) vízréteg. Már ez a hatalmas számadat is kizárja az ún. *öskarsztvíz* (*triászvíz*) feltételezését (tehát a régebbi geológiai korok vízének jelenlétét) abban az értelemben, hogy a középhegység alsó részeiben a karsztvíztükör alatt csak a *mezozoikum*ból visszamaradt vízrétegek lennének. 50 millió év alatt pedig — tehát kb. az *eocén* vége óta *csak* a mai klímaviszonyokhoz méretezett beszivárgás együttes vízrétege 9000 km vastag lenne. Ez az összeg — a hegységterületen előforduló hidrotermális folyamatok vízkicserélő hatásának figyelembevételével (üregesedés, hidrotermális ásványtársulás és mésztufa képződés, közetbomlás) e hosszú idő alatt is még sokezerszeres vízkicserélődést jelenthet. Ezek alapján is kizárt, akár csak az *óharmadkorból* is visszamaradt karsztvíz lehetősége.

2.5. A hidrotermális folyamatok hatása a karsztvízre

A hidrotermális folyamatok statikus karsztvíz kicserélő hatását azért emlegetjük, mert a karsztvizek nem egy helyen higitják fel és hűtik le a mélyebb szintekből, esetleg már a karszt alatti alaphegységből kilépő ún. *profundus* vizeket (H o r u s i t z k y F. 1943), amelyek kiáramlása a *Dunántúl* egyes részei alatt végbement szubvulkáni, mélységi vulkáni, (intruziós), továbbá felszíni vulkáni kitörésekkel, működésekkel voltak kapcsolatosak. Az ilyen folyamatok hatása sokáig kitart, különösen a melegvíz feláramlások és gázok (széndioxid, kéndioxid) formájában.

A *Dunántúl* középső táján, a karsztvidékek közelségében ugyanis felszínalatti, illetőleg felszíni vulkánosság a karsztvidékek kialakulása óta több ízben is volt, mégpedig erősebb tűzhányó működéses szakaszok az *eocén* végén, több hullámban a *miocénben* és végül a felső *pliocénben* (*Balatonmenti* vulkánosság) fordultak elő. E szakaszokat követte az erősebb hévforrás tevékenység is, amelyek beszédes emlékei (sok karsztos kőzet kioldásával, az oldott anyagok kiszállításával a hegység mélyéből, majd a külszínen a karbonátos oldatok lecsapódásával) a nagy mésztufa-édesvízi mészkő területek képződése (*Budai-hegység, Gerecse, Bakony*).

A posztvulkáni hévizekkel, azok feláramlásával kapcsolatos *oldás* a karsztos üregek mennyiségét jelentősen gyarapította, a dolomit elbontásával pedig az erősen *beszivárgó felületek bővítésében* játszott nagy szerepet.

A hidrotermális hatások által kiszállított *hő* is fontos a források környékének melegítése szempontjából, mert ennek alapján e hévizeket a beszivárgás kiszámításakor számításba lehet venni. Pl. a *Hévízi-tó* átlagban 450 l/sec 36 °C-u vizéből mintegy 360 l csak a *Keszthelyi-hegység* leszálló (és 13–14°-nál nem melegebb) karsztvize, a többi pedig feláramló, mintegy 100 °C-u héviz. Így a 360 l/sec beszivárgó vízmennyiségből jól kiadódik a nem hévizes, de karsztos egyéb bakonyi területek 25–30% körüli átlagos beszivárgása alapján (a beszivárgás hasonlósága, vagyis különleges hidrológiai hasonlóság alapján) a *Keszthelyi-hegység* 60 km² -nél nem nagyobb felszíni kibukkanású karszterülete. (Lefedett mélykarsztja viszont a fenti kiterjedés többszöröse).

2.6. A karsztvíz áramlása, áramlási zónák

A karsztvíz áramlása — különösen az idősebb, a *mezozoós* karsztosodó kőzetekben — a nagyon sűrűn kialakult tektonikus eredetű repedésrendszerekben történik. Saját tapasztalatok alapján is — pl. egy dolomitbánya vagy egy mészkőbánya falán, a *másodkori* kőzetekben igen sokféle irányú repedés alakult ki. Repedésiránymérések eredményei (l. pl. B o k o r G y. 1935.) alapján kitűnik, hogy csak a kőzetelmozdulásokkal (vetődés, pikkelyképződés, leveles törés, stb.) járó tektonikus eredetű repedések száma a nevezett *mezozoós* kőzetekben (az egy pontra vonatkoztatott vetődésirányok alapján) 30–40 is lehet, ez ugyanennyi különböző irányt is jelent. Ez a szám azután még növekedhet az elmozdulásokkal nem járó ugyanazon a helyen ismétlődő diaklázisok kifejlődése révén. E nagyon sokféle és a szélrőzsa minden irányában jelentkező repedés a *mezozoikum* dereka óta többször megismétlődött hegységképződések következménye (*ujkimmériai, ausztriai, larmaiai, pireneusi, szávai, stájer, attikai*, stb. fázisok).

A fentiekhez képest azután az *eocén* kori karsztos kőzetekben — ugyanolyan módszerrel, mint a *triász* kőzetekben — már csak 10–15, a *miocén*ekben csak 4–5 féle repedésirány mutatható ki, a *pleisztocén*ban már csak 1–3, jóval kevesebb számú hegységképző igénybevétel miatt.

A karsztvíz áramlása e repedésrendszerekben történik, fő komponense a beszivárgás kísérőjelenségeként egyrészt vízszintes. E vízszintes áramlás többnyire elterelt, ill. kellő irányba terelt áramlás, az irányitottságot a fő hegység szerkezeti irányok szabhatják meg, főként, ha oldalt — pl. egy tektonikus árok két pereme mentén — záró rétegek előtt terelődik a karsztvíz, pl. a Dorog — Óbuda közötti tektonikus árokban a megcsapolás, ill. a leszívásos depressziók mélye felé. Ez pl. erős áramlási zóna, szemben a nagyobb masszívumok területével.

Mivel a karsztvíz szintje évek óta ugyyszólván az egész Közép-Dunántúlon regionálisan süllyed, vízáramlás elvileg és gyakorlatilag is minden irányban van, legfeljebb a vizet záró, falszerű geológiai szerkezeteket (agyaggalás pikkelyek feltornyosult részei, stb.) megkerülik az eláramló vizek, az így fellépő útnövekedéssel lelassul a karsztvíz süllyedése.

A karsztvízszint változások közül ugrásszerűen gyors lehet az emelkedő irányzat. Sok helyen — nagy esők, hóolvadások miatt — ez akár 1—2 m/24 ó. víztükör (karsztvízszint) emelkedést is jelenthet, főleg a Bakonyban, a nagyobb méretű karsztfelszíneken. A karsztvízszint emelkedés általában úgy áll be, hogy nagy eső, vagy nagy fokú hóolvadás miatt szivárog be sok víz. A nagy esők java része a hegység (hegy) közepe táján, ill. a legmagasabb részein, vagy felhőszakadéskor esetleg máshol lép fel. A többnyire körülhatárolható kisebb területű esőmaximumot csökkenő csapadékmennyiségű izohiéták vesznek körül. Ez esetben kúpalakban növekszik a karsztvízszint, vagy esetleg a kőzetminőségnek és az egyéb körülményeknek megfelelően óraüvegszerűen, gömbszerűen feldomborodik. Ha ilyenkor a beszivárgás tapasztalati értéke az esőmaximum táján vagy máshol, közelben b %, cs a nagy eső mennyisége mm-ben, d a kérdéses hely távolsága az esőmaximumtól km-ben és z ennek a keresett beszivárgási értéke mm-ben, a formula az alábbi lehet:

$$z = \frac{cs \cdot \frac{b}{100}}{1 + d^2} + cs' \cdot \frac{b'}{100}$$

ahol cs' a kérdéses hely csapadéka és b' a beszivárgása, ahol már kevesebb csapadék volt b értékét a karsztperem valamelyik jól körülhatárolható vízgyűjtőjű karsztforrásának hidrológiai jellemzői alapján lehet meghatározni.

Hóolvadáskor fordított elhelyezkedésűek az olvadékvíz napi vagy hosszabb idejű „izohiétái”: az alacsonyabb hegységperemekre és a napnak kitett lejtőkre nézve lépnek fel a magasabb értékek, az árnyékos oldalakon és a magasság felé csökkenő az irányzat. Formulába önteni e bonyolult helyzetet egyelőre nem áll módunkban.

A karszt átszivárgási tényezőjét („ k ” tényező) K a s s a i F. (1948) adta meg, hasonlóan a laza kőzetekéhez. Eszerint ez $k = 10^{-1}$, $10^{-1/2}$ értékek táján alakul. Véleményünk szerint a fenti értékekhez képest, óriási eltolódások lehetségesek aszerint, hogy mennyire nyíltak a vizet vezető repedések. Pl. az 1923. évi dorogi Reiman-aknai vízbetörés (max. 130 m³/perc) esetén és a többi, hasonló esetben a „ k ” tényezőt már nem is lehet megfelelően értelmezni.

2.7. A természetes tározók kiürítésének jellemzői

A bányavízbetörések jellegét- elsősorban a dorogi és a tatabányai barnaköszén bányák egyes részeiben, a bányaműveletek helyén aránylag elég jól tanulmányozták és a tanulmányok eredményei sok helyen a szakirodalomban is jól hozzáférhetőek (pl. Hidrológiai Közönyben, a Bányászati és Kohászati lapokban, és egyebütt is számos tanulmány).

Mivel minden karsztos hegység megannyi természetes víztároló, a maga üregrendszérével, a hegység belsejében a karsztvíz a közetnyomástól (a rétegekben kialakult nyomástól) és a hőmérséklettől függően helyezkedik el *nyugalmi*, vagy más néven *piezometrikus* vízszintben, vagyis a már említett, többé-kevésbé a hegység közepe felé feldomborodó főkarsztvízszintben. Az ilyen általános karsztvízszint csorbái, finom depressziói a kisebb-nagyobb karsztforrások környékén állandósuló, ún. természetes *depressziós tölcserék*. Lejtésük nagyon lapos, a főkarsztvíz szintjéhez képest, csak akkor meredekebb kissé és még meg is emelkedhet akár néhány m-t is, ha erős és bő vizet adó hóolvadás vagy igen nagy eső méterekkel emeli meg a karsztvízszintet. Ebben az esetben az egyébként mindig száraz és magasabban fekvő árvízi forrásnyílások is vizet adnak a méterekkel mélyebben levő fő forrásokon kívül. De az utóbbiak hozama is megnő, a karsztvízszint megemelkedése miatt. A fő karsztvíztükrön további csorbákat, horpadásokat, közelebről nézve itt is ún. *mesterséges, un. depressziós tölcseréket* jelentenek a bányavíz termelés helyi és a vízvezetéki (ivóvíznyerés, ipari víznyerés) céljára létesített karsztaknák és vágatok vizkiemelése. Az ezek által képzett depressziós tölcserék kúp-palástjának meredeksége attól függ, milyen nagy vízmennyiségek kerülnek leszívásra és attól is, hogy mekkora mélységben helyezik le a szivattyúkat. A Q vízmennyiség mindenképpen a karsztükrővízt alatti H leszívási mélység függvénye, mivel a mélység növekedésével a karsztvízre nehezedő *rétegyomás* is növekedik.

A mindjobban kiszélesedő mesterséges depressziós tölcser mélyülése a sok esetben >20 , >30 km-nél is néha messzebb eső peremtől, vagy a leszívás helyétől a közepe felé csak megközelítőleg számítható ki, tekintettel a vizet tározó karsztos kőzetek fizikai és geológiai inhomogenitására (mészkö-dolomit-meszes márgák váltakozása, rétegzetlenség — vastagpadosság — vékonypadosság — porló kőzet jelenléte, repedések, törések, vetődések sűrűsége, nyílt és zárt törések és vetők, 4. táblázat). A táblázat 4. részében kimutatott karsztvízszint süllyedés csakis a főkarsztvízszint süllyedése, amelyet a mindenkor beszívárgás többé-kevésbé ellensúlyoz.

E számított depresszió kihatásai — a táblázat adatai szerint is — még 20 km-nél messzebbre is kiterjednek, a karsztvízkiemelés, a szivattyúzás helyétől kezdődően. A számítások eredményei azonban elég nehezen ellenőrizhetők a karsztos kőzetekben mutatkozó fizikai (kőzetfizikai) inhomogenitás (mészkö, meszes márga, bitumenes mészkö, földolomit, szaruköves dolomit, stb. váltakozásai), valamint az inhomogenitást (vizet vezető nagy hasadékok, üregek) jelentő geomorfológiai-geológiai inhomogenitás miatt. Egyes repedések messzemenően jól vezetnek el a karsztvizet, míg máshol kevésbé jól közlekedő, sőt félig lezárt üregrendszerek csak jóval később ürülhetnek ki. Ezenkívül az sem ritka, — különösen a tengerszint alatti, fokozódó mélységekben — (A l b e l F.), — hogy az egyes üreg- és nyílt vetőrendszerek mész kiválással mindjobban elzáródnak. Mindezek még jobban bonyolítják a karsztvíz mozgását, főleg sok késleltetést okoznak egyes jobban lezárt szakaszokon és erősebben-gyengébben korlátozzák a kiszámított vízmozgás-sebességeket és egyéb adatokat (pl. várható depressziós mélységek) értékét is. Emiatt a regionális adatok helyett a valóságnak a kisebb körzetekre érvényes adatok felelhetnek meg jobban és kidomborodhatnak bizonyos szomszédos kis karsztvízkörze-

tek különbözőségei is. Ezen az alapon kezeljük mi is külön a már említett *Észak- és Kelet-Bakony, Balaton-melléki, Vértesi, Gerecse-Pilisi, Budai*-karsztvízkörzeteket azzal, hogy ezek — a stagnáló övben — ki is egészíthetők és ott is és a felszíni *leszálló-kibukkanó hegységi karsztvíz-övezetben még kisebb részekre is bonthatók.*

4. táblázat

A (Q m³/év) kiszivattyúzott karsztvíz mennyiség származása (Q %-ának megfelelő mennyiségben a különböző távolságokból, km) a karsztban

| | |
|---|--|
| 1. Az alapformula (a karsztvízszint térképek és a karsztvízszint süllyedés tapasztalati adatainak figyelembevételével): | |
| $\Sigma Q_{100\%} = 50 \left(\frac{1}{R_1 1.6} + \frac{1}{R_2 1.6} + \dots + \frac{1}{R_n 1.6} \right)$ | |
| ahol R = n-1 egész km. távolság a bányászivattyúzás központjától (n helyébe 2-től kezdődő pozitív egész számokat kell helyettesíteni). 1,6 a karszt üregesedésének %-a. | |
| 2. A %-os arányszámok az alábbiak (km-eknek megfelelő Q %-ban): | |
| 3. Km (a bányászivattyúzás központjától): | |
| km: | 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 30 40 |
| Q (m ³ /év) %-a: | 50 15 8 5,5 4 3 2,4 1,9 1,5 1,25 1,0 0,9 0,55 0,80 0,75 0,70 0,65 0,60 0,55 0,5 0,47 0,25 0,15 |
| km: | 50 60 70 100 |
| %: | 0,1 0,08 0,06 0,03 |
| 4. Az előző % számok 100 millió m ³ vízemeléskor az alábbi vízszintsüllyedést jelzik (Q/év, a megfelelő km távolságban): | |
| km: | 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 |
| Vízszint süllyedés: | 1600 130 30 9 4 2,7 1,6 1 0,7 0,5 0,4 0,3 0,2 0,18 0,16 0,14 0,12 0,10 0,09 0,08 |

A 4. táblázat exponenciális függvénye bizonyos megközelítést jelenti csak a jelenségnek; a szereplő hatványkitevő megválasztása ugyanis részben önkényes, a tapasztalati adatok figyelembevételével.

Az X = 1,6-os kitevő a karszt hézag tényezője (%).

Megjegyezzük azonban, hogy a sok km hosszan elnyúló dm, vagy annál is szélesebb törések, vetődések karsztvízének megcsapolása révén a fenti adatok — különösen a távoli körzetekben — a nevezett vetők szomszédságában jelentősen megnövekedhetnek.

Hasonló jelenségre vall éppen a budai termális vonal langyos vagy meleg karsztforrásainak rendszere, ahol egymás tőszomszédságában — a nyílt vetők méretkülönbségeinek megfelelően — igen változatos vízhozamú és némileg eltérő kémizmusú források törnek fel.

(Gondoljunk pl. a *Császár-fürdő Török* forrására, a *Lukács-fürdő* nagy forrására és a *Malomtóra* — másfelől pedig a körülöttük települt apró forrásokra).

Végezhetünk egyszerűbb és elég jól megközelítő számításokat úgy is, hogy a néhány-száz m mélységben történő leszívítás tölcserét egyszerű kúppalástnak tételezzük fel. Ezáltal megkapjuk a tölcser nagyjábólí átmérőjét, amely az alábbi példák szerint is már több km lehet.

Ha pl. 110.000 m³/nap (40 millió m³/év) vízemelést veszünk alapul, ennek tározó közete 1% üregesedésnél 4 km³ közet, míg kb. 275.000 m³/nap vízemeléssel nyert víz tározó közetének térfogata u.o. üregesedésnél 10 km³ karsztos közet. Az egyszerű kúppalakúra kiegyenlített depressziós tölcserék átmérője (r, km) 300, ill. 200 m mélységben levő kisebb térségben a nagyjábólí egyenletes felszín alatt beépített szivattyúrendszer esetén a következő:

5. táblázat

A depresszió mértéke a távolság függvényében
 275 000 m³/nap vízmennyiség (~ 190 m³/perc) leszívásnál

| r km | mélység m | tározó közet km ² | üregesedés ‰ |
|---------|--------------|---------------------------------|-----------------|
| 8,2 | 300 | 20 | 0,5 |
| 5,8 | 300 | 10 | 1,— |
| 7,1 | 200 | 10 | 1,— |
| 5,8 | 200 | 6,7 | 1,5 |
| 4,5 | 300 | 6,7 | 1,5 |

Minthogy azonban még sokkal kisebb megcsapolások (pl. a *Solymári*-akna 1939. évi 21 m³/perc vízbetörése) annakidején még a 20 km-nél messzebb eső dorogi szénbányákban is okozott 70 cm-es gyors karsztvízszintsüllyedést. Tudvalevő az, hogy a karsztvízbetörések és kiszivattyúzások depressziós tölcésére nem kúpalakú, hanem hiperbolikus v. parabolikus, esetleg csillagszerű vízszintes keresztmetszetű felület, amelynek hatósugara a csillagszerű ágak mentén jóval nagyobb, mint az előzőekben számított értékek. Mindezt a karsztforrások tevékenységében az előzőekben említett szivattyúzások és vízbetörések miatti hatások is igazolják, valamint a karsztvízes kutatóaknában mért vízszintek is. Ezek szerint pl. a dorogi nagy mérvű bányavizemelés (75–90 m³/perc) hatása már *Óbudán* az ürömi határban az *Aranyhegyi*-árok völgyében létesített kutatóaknában is érezhető, kb. 30 km távolságban. A karsztvízszint süllyedése itt ugyan még nem nagy, legfeljebb néhány m egy-két évtizeden belül, azonban elegendő ahhoz, hogy megszüntesse a *Római*-fürdő karsztforrásainak túlfolyását.

A fő hegység szerkezeti vonalaknak és a szerkezeti morfológiai nagyformáknak megfelelően, — amint a *Dorog — Óbuda* közötti tektonikus árok esete példázza — a karsztvízszint erős süllyedése elsősorban az árokszerű szerkezeti formában érvényesül, s csak később terjed át a szomszédos területekre is, az árkon túl a hegységek aljzatába. Erre vallanak az utóbbi években sűrűn telepített karsztvízszint megfigyelő aknák adatai kívül az évente már rendszeresen szerkesztett dunántúli középhegységi karsztvíztérképek is. (l. B ö c k e r T. — S á r v á r y I. karsztvíztérképeit a VITUKI kiadásában).

Figyelmet érdemel végül a beszivárgó csapadék kiegyenlítő hatása a bányászat okozta karsztvíz leszívások kisebb-nagyobb mérvű depresszióira is. A beszivárgó csapadék kiegyenlítő hatása az előzőekben emlegetett nagyarányú leszívási depressziók feltöltésére csak részben érvényes. Karsztos hegységeink ugyanis csapadékban nem bő területek — még ha kissé nedvesebbek is, mint a száraz *Alföld*. Ha relatív már magasnak is határozzák meg a beszivárgást, mégis abszolút értelemben a 25–30% beszivárgásnak évi átlagban csak 180 mm vízréteg felel meg. Ez ugyan átlag 18 millió m³/km² tározó területet jelent mintegy 12–18 m vastag közetrétegben, de csak a nyitott karsztok aránylag kicsiny területére. K a s s a i adatai nyomán (1948) a *Dunazug*-hegységben a nyitott karsztú *mezozoos* alaphegységi felszín közel 600 km², a *Bakonyban* pedig 1500 km² (mindkét adat túlzás!) ahol az átlagban 25–30%-os beszivárgás érvényesül. Ez azonban már nem vonatkozik a kb. 10 m-es és annál még vastagabb karsztos fedőrétegnél vastagabb takaróval rendelkező karsztos területekre, ahol ez az arány már csak a töredékére csökken. (K a s s a i szerint ez az arány csak 5%, szerintünk még kevesebb: csak 3%-ra tehető).

K a s s a i pl. a fentiek alapján 50% beszivárgási aránnyal 33–34 m³/sec-ra, illetőleg 2000 m³/perc értékűre teszi a csapadék útján történő utánpótlást. (Ezt túlzásnak tartjuk).

Ugyanakkora beszivárgásos karsztfelszínre saját számításaink szerint, a *Dunazugban* 600, a *Bakonyban* 700 mm átlag csapadékkal és csak 25–30% beszivárgás révén mintegy 258 millió m³/év, azaz alig 9 m³/sec. ill. 492 m³/perc lenne ez az érték. De még ez se sok, tekintve, hogy a kényszerű vízemelések mértéke jelenleg már több, és tekintélyes karsztos területek karsztvízszintje még mindig süllyed. Sok középhegységi karsztforrás pedig, ha még nem is apadt el, tevékenységében erősen lecsökkent, néha még 15–20 km-re is a nagyarányú szivattyúzások körzetétől a bányavédéken. Mindez a karsztvízháztartás még óvatosabb megközelítésére és a régebbi számítások még fokozottabb felülvizsgálatára hívja fel a figyelmet. Saját karsztvízháztartási számításainak is, és a VITUKI-VIKÖZ eredményei is még a K e s s l e r felállította eredményeket is magasnak tartják. Az tűnt ki ugyanis, hogy a K e s s l e r meghatározta beszivárgási % – a száraz klímájú hegységperemek figyelmen kívül hagyása miatt – kissé magas, mert mintegy 5–8%-kal lépi túl a saját számításaimban 120 éves sorozatra alapozott beszivárgási arányokat. Ugyanúgy, magasak és pontatlanok a VIKÖZ Vizgazdálkodási Évkönyveiben megadott beszivárgási értékek is, mert azok csak egy-két középhegységi magasabb fekvésű meteorológiai állomásra vonatkoznak, nem pedig egy-egy kisebb karsztos tájegységre jellemzőek (pl. a *Budai-hegység*, vagy az *Észak-Bakony*). Összes peremi, völgyi és hegységi, hegységperemi csapadékmérő állomásának középértékeire jellemzőek, mint bázisadatra.

Megállapítható tehát, hogy a beszivárgó csapadék összes meghatározásának módszertani eltérései vezethetnek a nem egyenértékű beszivárgási adatokra.

De még ez a – 120 éves átlagban – 258 millió m³/év beszivárgó vízmennyiség a karsztban is olyan szeszélyes, évi, sőt évtizedes eloszlású, hogy akár 20 éves olyan periódus is akad, amikor ennek az átlagnak csak a 75–80%-a érvényesül. A m³/perc értékben kifejezett évi beszivárgási karsztvízmennyiségek korszerű matematikai-statisztikai feldolgozása (l. a következő 2.8. fejezetben) rávilágít a beszivárgás szeszélyes menetére, a tekintélyes nagyságú szórásra.

6. táblázat

Beszivárgási középérték s (m³/perc)

| év | s m ³ /perc |
|------------|------------------------|
| 1851–60 | 375,3 |
| 1861–70 | 391,6 |
| 1871–80 | 485,5 |
| 1881–90 | 494,0 |
| 1891–1900 | 504,0 |
| 1901–10 | 580,0 |
| 1911–20 | 489,4 |
| 1921–30 | 525,7 |
| 1931–40 | 533,7 |
| 1941–50 | 497,3 |
| 1951–60 | 483,2 |
| 1961–70 | 546,2 |
| ΣS | 5905,9 |
| [s] | 492,2 |

2.8. A 120 éves beszivárgási sorozat (m³/perc) matematikai statisztikai értékelése

Első renden tekintsük át az 1851 – 1970 évi 120 esztendősi periódus dinamikusan karsztvíz-mennyiségeinek alakulásával, varianciáival kapcsolatos számításaink alapformuláit.

7. táblázat

Beszivárgó karsztvízmennyiségek (m³/perc) normális és tapasztalati eloszlása (%)

| (1) x _j m ³ /perc | | (2) | (3) | (4) | (5) | (6) | (7) | (8) | (9) | (10) |
|--|---------------|-----------------------|----------------|-------------------------------|--|-------------------|-----------------------------|----------------|----------------|------|
| beszivárgási osztály | osztály-közép | x _j kód | f _j | x _j f _j | x _j ² f _j | x _j -x | $\frac{x_j - \bar{x}}{s_x}$ | z _j | F _j | % |
| | | -2 | — | — | — | — | -2,27 | 0,0303 | 0,80 | 0,67 |
| 1— 50 | 25 | -1 | — | — | — | -9,34 | -2,05 | 0,0488 | 1,29 | 1,08 |
| 51— 100 | 75 | 0 | 1 | 0 | 0 | -8,34 | -1,83 | 0,0748 | 1,99 | 1,67 |
| 101— 150 | 125 | 1 | 1 | 1 | 1 | -7,34 | -1,61 | 0,1092 | 2,88 | 2,40 |
| 151— 200 | 175 | 2 | 1 | 2 | 4 | -6,34 | -1,39 | 0,1518 | 4,01 | 3,34 |
| 201— 250 | 225 | 3 | 3 | 9 | 27 | -5,34 | -1,17 | 0,2012 | 5,31 | 4,42 |
| 251— 300 | 275 | 4 | 9 | 36 | 144 | -4,34 | -0,95 | 0,2541 | 6,44 | 5,37 |
| 301— 350 | 325 | 5 | 15 | 75 | 375 | -3,34 | -0,73 | 0,3056 | 8,04 | 6,70 |
| 351— 400 | 375 | 6 | 17 | 102 | 612 | -2,34 | -0,51 | 0,3503 | 9,24 | 7,70 |
| 401— 450 | 425 | 7 | 10 | 70 | 490 | -1,34 | -0,29 | 0,3825 | 10,10 | 8,42 |
| 451— 500 | 475 | 8 | 15 | 40 | 320 | -0,34 | -0,07 | 0,3980 | 10,51 | 8,76 |
| 501— 550 | 525 | 9 | 12 | 108 | 972 | 0,66 | 0,15 | 0,3945 | 10,42 | 8,68 |
| 551— 600 | 575 | 10 | 9 | 90 | 900 | 1,66 | 0,37 | 0,3725 | 9,83 | 8,20 |
| 601— 650 | 625 | 11 | 13 | 143 | 1573 | 2,66 | 0,59 | 0,3352 | 8,84 | 7,37 |
| 651— 700 | 675 | 12 | 10 | 120 | 1440 | 3,66 | 0,80 | 0,2897 | 7,66 | 6,38 |
| 701— 750 | 725 | 13 | 4 | 52 | 1521 | 4,66 | 1,02 | 0,2371 | 6,26 | 5,22 |
| 751— 800 | 775 | 14 | 4 | 56 | 784 | 5,66 | 1,24 | 0,1849 | 4,88 | 4,07 |
| 801— 850 | 825 | 15 | 2 | 30 | 450 | 6,66 | 1,46 | 0,1374 | 3,63 | 3,03 |
| 851— 900 | 875 | 16 | 1 | 16 | 256 | 7,66 | 1,68 | 0,0973 | 2,57 | 2,15 |
| 901— 950 | 925 | 17 | 1 | 17 | 289 | 8,66 | 1,90 | 0,0656 | 1,73 | 1,45 |
| 951— 1000 | 975 | 18 | 1 | 18 | 324 | 9,66 | 2,12 | 0,0422 | 1,11 | 0,93 |
| 1001— 1050 | 1025 | 19 | 1 | 19 | 361 | 10,66 | 2,34 | 0,0258 | 0,67 | 0,57 |
| 1051— 1100 | 1075 | 20 | 0 | 0 | 0 | — | 2,56 | 0,0151 | 0,40 | 0,33 |
| | | | 120 | 1004 | 10843 | | | | | |

f_j = tapasztalati esetek száma
(a táblázat z_j értékei a G o u l d e n-féle táblázatból kerültek átvételre)

A 7. táblázatban szereplő adatok számítási módja

1. Az adatok összege

$$f_1x_1 + f_2x_2 + \dots + f_kx_k = \sum f_jx_j$$

$$1 \cdot 1 + 2 \cdot 1 + \dots + 19 \cdot 1 = 1004$$

2. Az adatok négyzeteinek összege

$$f_1x_1^2 + f_2x_2^2 + \dots + f_kx_k^2 = \sum f_jx_j^2$$

$$1^2 \cdot 1 + 2^2 \cdot 1 + 3^2 \cdot 1 + \dots + 19^2 \cdot 1 = 10843$$

3. Az adatok négyzetének összege osztva az adatok számával

$$\frac{(\sum f_jx_j)^2}{n} = \frac{1004^2}{120} = 8370,3$$

4. A 2. és 3. különbsége (SQ_x)

$$SQ_x = \sum f_i x_i^2 - \frac{(\sum f_j x_j)^2}{n} = 2472,7$$

5. A szórás négyzete (s_x^2) és szórás (s_x): a 4. osztva $n-1$ -gyel:

$$s_x^2 = \frac{2472,7}{120-1} = \frac{2472,7}{119} = 20,79 \text{ és } s_x = \sqrt{\frac{SQ_x}{n-1}} = \sqrt{20,79}$$

$$\text{tehát a szórás } s_x = \sqrt{20,79} = \underline{4,55}$$

6. A középérték $\bar{x} = x_0 + i \bar{x}$, ahol x_0 az $x = 0$ kódosztálynak megfelelő eredeti kategória értéke, i a kategória köz és \bar{x} a kódolt középérték, eszerint

$$i = 50$$

$$\bar{x} = \frac{1004}{120}$$

$x_0 = 75$ (az $x_j = 0$ kategóriának megfelelően, ahol az $f_j = 1$ és az 51 és 100 között a közép 75)

$$\bar{x} = 75 + 50 \cdot \frac{1004}{120} = 492 \text{ m}^3/\text{perc, mint kódolt középérték, ez egyezik az empirikus}$$

átlaggal (7. táblázat)

7. A szórásnégyzet visszakódolása

$$s^2 = i^2 s_x^2 = 2500 \cdot 20,79$$

A szórás visszakódolása

$$s = i s_x = 50 \cdot 4,55 = 227,5$$

8. Az SQ érték visszakódolása

$$SQ = i^2 SQ_x, \text{ ahol}$$

$$i^2 = 2500 \text{ és } SQ_x = 2472,7, \text{ ebből}$$

$$SQ = 2500 \cdot 2472,7 \text{ és } s^2 = \frac{2500 \cdot 2472,7}{119} = 2500 \cdot 20,7$$

$$\text{és újra } s = 50 \cdot 4,55 = \underline{227,5} \text{ (l. 7. sz. alatt is)}$$

9. A normális maximum, N_m

$$N_m = 0,3989 \frac{n}{s_x} = 0,3989 \cdot \frac{120}{4,55} = 0,3989 \cdot 26,4 = \underline{10,56} \text{ egység, az } n = 120\text{-as lét-}$$

számú halmazban, amely %-ra átszámítva 8,80%-nak felel meg.

10. A normál eloszlás %-ban

A 7. táblázat jelzéseinek értelmezése:

Az (1) oszlopban az x_j a karsztba beszivárgó vízmennyiségek (m^3/perc) kategóriái, osztályai, mellettük zárójelben az osztályközép értékei (75, 125, 175 stb. m^3/perc). Számolástechnikai szempontból olykor az osztályközeget is használjuk. Az osztályok sorrendje: a minimumtól a maximumig tart.

A (2) oszlopban az egyes (1) oszlopbeli osztályokat sorszámozzuk. A 0-ás kód csakis arra a legkisebb értékű osztályra vonatkozhat, amelyikhez már tartozik empirikus adat. Majd ezután, növekvő megfigyelési adatszámmal a magasabb osztályok következnek, majd a legmagasabb osztályértékekhez már mind kisebb számú megfigyelési adat tartozik.

A kódok betűjele x_j

A (3) oszlopban az (1) osztályt megfigyelt eseteinek adatszámát (más szóval *gyakoriságát*) írjuk fel: pl. 101–150 m^3/perc évi beszivárgási érték összesen egy ízben volt 120 éven belül, míg 351–400 m^3/perc közötti érték 17-szer.

A megfigyelt esetek számának, vagyis a gyakoriságnak általános betűjelzése: f_j . A $\sum f_j$ jelenti a vizsgált esetek, ill. előfordulások összes számát, azonban ezt a számot néha n -nel is jelölik:

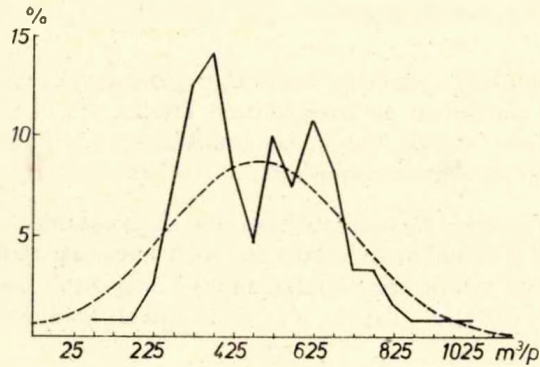
$$\sum f_j = n.$$

A (4) oszlopban az egyes (1) oszlopbeli osztályok előfordulási számát szorozzuk a nekik megfelelő kódszámokkal, e szorzatok az $x_j f_j$ mennyiségek. Összegük „az adatok összege” címszó alatt is kezelhető ($\sum x_j f_j$). Megjegyzendő, hogy $\frac{\sum x_j f_j}{n} = \bar{x}$, \bar{x} tehát a közepes értékű kódszámot, ill. beszivárgási osztályt fogja jelölni, természetesen nem egész számként. Más szóval ez a *kódolt középérték*. Az (5) oszlopba az adatok négyzeteit írjuk be, egységük az $x_j^2 f_j$, míg a további számolási eljárásokban — hasonlóan az $\sum x_j f_j$ -hez — igen fontos szerepet tölthet be az adatok négyzeteinek összege is, ez az $\sum x_j^2 f_j$ mennyiség.

A (7) oszlopba az $\frac{x_j - \bar{x}}{s_x}$ hányadok kerülnek. Az s_x az adatok ún. *szórását* (más szóval *varianciáját*) jelképező mennyiség. Minden ilyen kisebb-nagyobb létszámú adathalmaz, mint a mi esetünkben a 120 évre kiszámított karsztos beszivárgás is, kisebb-nagyobb szórással rendelkezik. Ki lehet viszont számítani, és meg is lehet szerkeszteni (ún. *haranggörbével* 4. ábra) az ilyen adathalmaznak az ún. *normális eloszlását* is. A normális eloszlás két fő mutatója egyrészt a *számtani középérték*, másrészt a *szórás*, s_x . Az ábrán a tapasztalati eloszlást is feltüntettük, az 1851–1970 közötti 120 éves szakaszra, azzal a megjegyzéssel, hogy az empirikus eloszlás esetleg — egyes részleteiben — a következő 120 évben — a beszivárgás menetében — másként lesz, a normális eloszlás viszont már általánosabb érvényű.

A számtani középérték jelzi az adatok általános helyzetét, míg a szórás az adatoknak a középérték körüli csoportosulását jellemzi, utóbbi lehet lazább vagy tömörebb.

A (8) oszlop az $\frac{x_j - \bar{x}}{s_x}$ hányadosokhoz tartozó Goulden-függvény megfelelő értékeit mutatja a z_j értékeket.



4. ábra. Dunántúli Középhegység karsztvíz beszivárgásának eloszlása. Folytonos vonal: mért eloszlásgörbe. Szaggatott vonal: számított (normális) eloszlásgörbe. Abszcissa: beszivárgás [m³/perc].

Fig. 4. The distribution of infiltrated karst water in Transdanubian Central Mountain. Solid line: empirical distribution curve. Dotted line: calculated (normal) distribution curve. Abscissa: infiltration [m³/min].

Végül a (9) oszlop ún. F_j értékei a 9. oszlopból számíthatók ki az alábbi módon:

$$F_j = \frac{n}{s_x} \cdot z_j, \text{ ahol}$$

$$s_x = \sqrt{\frac{\sum(x_j)^2 f_j - \frac{\sum(x_j f_j)^2}{n}}{n-1}}$$

A kódolt osztályok négyzeteinek összegéből levonva a kódolt adatok főösszegének négyzetét osztva n -nel, kapjuk (a gyök alatt) a kódolt adatok négyzetes eltéréseinek összegét, az SQ -t.

Ha ezt $(n-1)$ -gyel osztjuk és a hányadosból gyököt vonunk, nyerjük a kódolt adatok szorzását, az s_x -et.

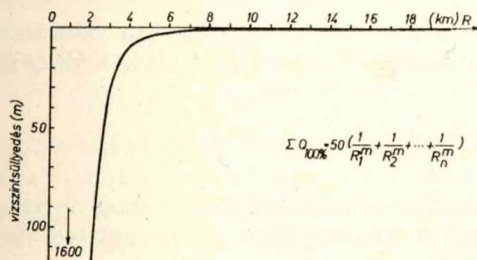
Az F_j értékek már a normális eloszlás megfelelő értékei, amelyek — a haranggörbén — a csúcs táján a legnagyobbak, a harang szélén pedig a 0-ra süllyednek.

Maga az ideális csúcspont a görbén a normális maximum $N_m = 0,3989 \frac{n}{s_x}$, ahol n az összes adatok száma, s_x pedig a szórás és 0,3989 a Goulden-féle függvény koefficiense.

Ha végül $n \neq 100$, az F_j adatokat a szokásos módon %-ra is át lehet számítani. E % adatok nálunk a 7. táblázaton a (10) oszlop adatai.

A 7. táblázat alapján alkalmazzuk azt a matematikai statisztikai módszert, amelynek célja annak kimutatása, hogy milyenek lennének az egyes karsztvízbeszivárgási kategóriákban egy olyanfajta normális eloszlás elméleti ordinátái, amelynek mind a középértéke, mind pedig a szórása ugyanannyi, mint megfigyelési adataink 120 éves sorozatának szórása és középértéke. A számítások és a szerkesztés elvégzése után, az említett alapadatok felhasználása révén olyan eredményekhez jutottunk, mintha végtelen sok adatból, illetőleg igen nagy számú n_1 adatból számítottuk volna. Vagyis az *elméletileg*

várható gyakoriságok az egyes osztályokban is, vagy pedig bármely tetszőleges beszivárgási ordináta értékénél pontosan meghatározhatók mind számítással, mind pedig szerkesztéssel. (5. ábra).



5. ábra. A $Q = 3 \text{ m}^3/\text{sec}$ vizkiemelés hatására R [m] radiális távolságban bekövetkező karszt-vízszint süllyedés. Karsztmélység: határozatlan. $\sum_{i=1}^n \frac{1}{R_i^m} = 50 \cdot \frac{Q}{100}$ m: a hézagterfogat %-ban kifejezve $R = n - 1$ [km] távolságban. (1,6%).

Fig. 5. Decrease of karst water level caused by pumping of $Q = 3 \text{ m}^3/\text{sec}$ in function of radial distance R [km]. Depth of karst: indefinite. $\sum_{i=1}^n \frac{1}{R_i^m} = 50 \cdot \frac{Q}{100}$ m: fissure volumenexpressed in % at a distance $R = n - 1$ [km]. (1.6%).

Megjegyezzük végül, hogy az z_j értékek a normális eloszlás állandó ordinátái, az beszivárgási osztályoknak megfelelő pontokban, tehát ún. koefficiens (l. a Goulden-féle táblázatokban, amelyek egyes matematikai könyvekben férhetők hozzá).

Továbbá az F_j értékek, az ún. elméletileg meghatározható gyakorisági értékek az egyes beszivárgási osztályokban, ill. vizsgált összefüggés rendszerek osztályaiban rendszerint nem is egyezhetnek az empirikus adatokkal.

A vízszintes tengelyen, kapcsolatban a harangalakú normális eloszlású, s_x szórású és \bar{x} középpértékű görbével, az \bar{x} értéke azonos a kódolt adatok középpértékével. Ha a továbbiakban az is érdekel bennünket, hogy a nevezett középpértékek a tényleges mértékegységeknek megfelelően milyen nagyok, alkalmazni kell az ún. visszakódolást. E célból a vízszintes tengelyen a kódszámok alatt fel szokás tüntetni a táblázat (1) osztályából a valódi x_j értékeket, ill. az osztályintervallumok középpértékeit is. Ezekután pl. az \bar{x} eredeti adatsorbeli középpértéket úgy nyerjük, hogy a kódolt középpértéket (x) az eredeti osztályintervallummal (i) megszorozzuk (l. 6. sz. formula).

Fontos végül a számítások eredményeinek megfelelő ellenőrzése is. Vonatkozik ez pl. a végeredményül kapott F_j gyakoriságokra, a normális adateloszlás vonatkozásaiban. Ugyanis a $\sum F_j = n$ egyenlet az irányadó. Ha $F_j < n$, de csak kicsiny eltérés van, ebben az esetben a kódosztályokat szokták bővíteni részben 0 alá (-1 , -2), illetőleg az adatelőfordulási maximum fölé, újabb i értékekkel való növeléssel. Ilyen módon pl. a szerkesztésben a harangalakú függvénygörbe talpázatát terjesztjük ki egészen a 0-ás ordináta értékekig a harang két oldalán. Ez a bővítés (utólag) nem változtatja meg sem a középpértéket, sem a szórást. Ugyanezt a bővítést akkor is végre kell hajtani, ha a (7) oszlop végén 3-nál kisebb számot kapunk. Ebben az esetben ugyanis — grafikus vonatkozásban — a harangalakúnak ábrázolt függvénygörbének csak a középrésze rajzolható meg, a kétoldali lábazat nélkül.

Még egy lényeges része a számítások ellenőrzésének az, hogy a (8) oszlop adatainak végösszege azonos a szórással: $\sum z_j = s_x$.

Ha csak igen kicsiny eltérés van itt, akkor még nem dolgoztunk rosszul, legfeljebb a (7) oszlop két végét, a felsőt, vagy az alsót, vagy mindkettőt kell bővítenünk a $\pm 3,0$ -nél magasabb szélső értékekig, majd az így nyert — már csak csökkenő összegű — z_j értékekkel pontosítjuk a Σz_j eredményt, még jobb közelítéssel az s_x - felé.

Az F_j összegekből az n értékei szerinti %-okra való átszámítás egyes tételeinek pedig összeadás révén egyeznie kell a 100-as értékkel. A (4) és (5) oszlopok kezdetén és végén pedig természetesen 0-ák az értékek.

A 7. táblázatban készült beszivárgó vízmennyiség gyakoriságra és eloszlásra vonatkozó számításunk feltételezi azt, hogy *folytonos* folyamatról van szó. A beszivárgás — éves távlatban — legalábbis folytonos.

Figyelemre méltó végül (a 8. táblázat adatai szerint) az a körülmény is, hogy az antropogén hatásoknak kevésbé kitett karsztvíz körzetekben (pl. a *Balatonfelvidék Balatonfüred* mögötti részén, ahol a helyi karsztvizet a litéri töréses áttolódás szigetelő jellegű övezete rekeszti el a bakonyi főkarsztvízszinttől) a legmagasabb részek *Nemesvámos, Urkut és Kövesgyőr* között vannak. A karsztvíz itt szinte rátámaszkodik a litéri töréses áttolódás É-ra hajló zárófelületére, ezért is maradt fenn magasan a sok karsztvíz és nem sok itt a karsztvízszintnek az évi ingadozása sem, szemben pl. a már említett *Veszprém-Fajsszal*, ahol egyik napról a másikra is lehet több m-es vízszintingadozás. Ennek okaira már kitértünk, ezeket az okokat látszanak igazolni a bakonyi, stb. karsztaknákban jelentkező, különféle módon ingadozó karsztvízszintek is.

Utóbbiak — kis karsztvízszint ingadozás esetén — a karsztvízszintnek oldalirányú megtámasztását jelezhetik (a már említett litéri töréses áttolódás mentén), illetőleg a belső, az antropogén hatások nélküli helyzetet mutatják, míg a nagyarányú karsztvízszint ingadozások már a nagy természetes vagy antropogén eredetű megcsapolások közelségére, sőt jelenlétére utalhatnak.

2.9. A tározó kapacitásban és természetes tározók vízforgalmában beállott változások a Középdunántúli karsztban, az antropogén hatások a vízforgalomban

A *Dunántúli-Középhegység* karsztjainak tározó kapacitása — a dinamikus karsztvízkészletek befogadása szempontjából legalább kétszerese annak a térfogatnak, amelyet átlagosan elfoglalhatnak a dinamikus karsztvízkészletek. Jól tanúsítják ezt azok az ábrák, amelyek egyes bakonyi karsztvíz forrásokban a karsztvíztükör ingadozásait szemléltetik és élénk állítják a vízszintnek mind a lassú, mind pedig a nagyon gyors ingadozásait, többek között az „áradásokat” a karsztvízben (1. ábra).

A karsztos tározótér tényleges vízforgalma — egyben a természetes vízháztartásnak megfelelő karsztvíz bevétel és karsztvíz kiadás — az alábbiakban jellemezhető:

A bevételi rovaton szereplő tétel csakis természeti tényező; az évi átlagban mintegy 180 mm-es beszivárgás, ez az átlagos csapadéknak 25–28%-a. Ingadozása elég tág, mintegy 5 és 55% közötti, azaz 85 és 1015 m³/perc közötti az összeg.

A kiadási rovaton a karsztból származó vízmennyiségeket tüntetjük fel. A kiadás végösszege két eredőre bontható. Az első a természetes megcsapolás, amelyet a karsztforrások együttes hozama, tehát a természetes lefolyás jelent, míg a másik összetevő a társadalom gazdasági tevékenysége keretében hasznosított, illetőleg a kiemelt karsztvíz: így a bányavizek, továbbá a vízművek együttes vízhozama.

A közölt keretben mutatkozó vízforgalmi adatokkal és eredményekkel kapcsolatban megállapíthatjuk, hogy a társadalom gazdasági tevékenységével, mégpedig főleg a bányászattal, de bizonyos mértékig a vízellátással kapcsolatban is, az 1931–1945. évi másfél évtizedes periódushoz képest az ezt követő 15 évben a bányavizek hozama és a vízművek termelése növekedett, míg ezzel párhuzamosan, részben már antropogén hatásra, a karsztforrások hozama apadt és a középhegységi általános karsztvízszint is több métert csökkent.

Végül, a legutolsó 12 évben az előző 15 évhez képest megháromszorozódott bányavíz- és vízmű (karsztaknai) víz kiaknázás hatására a karsztforrások hozama felére apadt és a karsztvízszint még érzékenyebben süllyedt. Utóbbinak süllyedése még nagyobb, ha beszámítjuk a süllyedésbe a nagy leszívásos depressziók okozta helyi egyenetlenségeket is (*Tatabánya, Iszkaszentgyörgy, Nyirád* stb. 1931. előtt karsztvízszint süllyedésről még nem lehet szó, mert a jelenlegi nagyarányú vízkiemelő eljárásokat még nem alkalmazták).

Az átlagosan 258 millió m³/év karsztvízforgalommal kapcsolatosan viszont azt emeljük ki, hogy nem mindegy, vajon ez az összeg miféle összetevőkből alakul ki és az sem közömbös, hogy milyen arányt képviselnek ezek az összetevők, elsősorban azonban a bányavizek, a karsztforrásokkal szemben.

A karsztvíz bányákból való kiemelésével és karsztaknából a vízművekbe való juttatásával kapcsolatban a fő törvényszerűség az, hogy *minden csepp víz, amelyet a mindenkori piezometrikus karsztvízszint alól — bárhol Dunántúli Középhegységünkben — kiemelünk, a természetes vízforgalom zavarója. Ha a fő erózióbázis szintje fölött emelünk ki, csak a dinamikus karsztvíz forgalmába avatkozunk bele és csak a forrásvízhozamok esökkennek, ha viszont az alatt akkor már a statikus karsztvízkészlethez nyúlunk hozzá és ezzel az általános karsztvíznívó csökkenését idézzük elő a természetes vízháztartás csökkenése mellett. A kiemelt statikus karsztvíz helyét ugyanis utánáramlással a közeli dinamikus és statikus karsztvíztömegek egyaránt betöltik.*

1931 előtt általában csak a kőszénbányászat vízbetörései jelentettek kisebb beavatkozásokat a természetes karsztvízforgalomba. Mivel e víztömegek is már a nyugalmi karsztvízszint alatti üres tereket töltötték be, karsztvízszint süllyedésekhez vezettek. Utóbbiak mértéke azonban nagyon csekély volt és középhegységi méretű kihatása — több évtizedes távlatban is csak néhány dm karsztvízszintsüllyedés lehet. Az ilyen módon jelentkező néhány millió m³-re becsülhető, bányákba betört statikus karsztvizet az 1931–1945. évi adatokba be is számítottuk.

A bányászat fellendülésével viszont egyre több a piezometrikus karsztvízszint alól kiemelt karsztvíz mennyisége. E víztömegek helyét is főleg a beszivárgással a mélybe jutott karsztvíztömegek foglalták el, azonban nem teljesen, egyrészt az utánáramlás lassúsága, másrészt az egyes depresszióképződéseknek a beszivárgás mértékéhez képest többszörösen nagy volta miatt. Másfelől, az is szembevetendő, hogy az utóbbi néhány évben — a saját számításaink szerint mintegy 258 millió m³/év átlagos beszivárgást már messze túlhaladta a kiemelt bányavíz mennyisége plusz a vízművek teljesítménye a karsztaknából. Mindez a karsztvízszint *fokozódó süllyedéséhez* vezetett az egész *Dunántúli-Középhegységben*. Csak 1971-ben pl. a bányák és vízművek vízkiemelése 278 millió m³ volt már, túlszárnyalva jóval a karsztos beszivárgást.

Ha végül összegezzük valamennyi vízforgalmi adatot és számítási eredményt, a *Dunántúli-Középhegység* tározóinak karsztvízforgalmára vonatkozólag, az alábbi következtetésekhez jutunk:

8. táblázat

A) A felszínalatti vizek 1970. évi mennyisége (vizgazdálkodási egységenként)*, $10^6 \text{ m}^3/\text{év}$
(Vizgazd. Évk. 1970)

| Terület: | F. km ² | karsztvíz | bányavíz (csak karsztvíz emelés) | különbözet (1—2) | Q _F fajl. menny. m ³ /km ² |
|--|--------------------|-----------|--|---------------------|--|
| 1. É. Dunántúl (É. Bakony, Vértes, Gere- cse) | ~ 550 | 78 | 142 | -64 | 0,14 |
| 3. Balaton (Bala- tonfelv.) | ~ 300 | 119 | 72 | +47 | 0,40 |
| 5. K. Dunántúl (K. Bakony) | ~ 300 | 63 | 61 | +2 | 0,21 |
| 6. Közép-Dunán- túl (Budai- hegys.) | ~ 100 | 15 | 2 | +13 | 0,15 |
| Σ: | | 275 | 277 | -2 | 0,22 |

A dinamikus karsztvíz mennyisége 1970-ben a Dunántúli-Középhegységben (VIKÖZ 1970)*

| Terület: | m ³ /s | millió m ³ /év |
|------------------|-------------------|---------------------------|
| Észak-Dunántúl | 4,508 | 142 |
| Balaton vízyűjtő | 2,296 | 72 |
| Kelet-Dunántúl | 1,936 | 61 |
| Budai-hegység | 0,053 | 2 |
| Σ | 8,793 | 277 |

Nem saját adatok, hanem a Vizgazdálkodási Évkönyv adatai, azonban tájékoztatásként ezeket is közöljük.

B) A kiemelt bányavizek évi átlaga és a karsztforrások együttes vízhozama a Közép-Dunántúli karsztban (Budapest – Keszthely között $10^6 \text{ m}^3/\text{év}$)

| A karszt megcsapolása: | Évi átlag az alábbi időszakokban: | | |
|--|-----------------------------------|---------|---------|
| | 1931—45 | 1946—60 | 1961—72 |
| Bányavizek és vízművek | 50 | 70 | 220** |
| Karsztforrások | 250 | 200 | 110 |
| Σ: | 300 | 270* | 330** |
| A karsztvízszint süllyedése az említett periódusokban m (Bp—Dorog—Tata—Tata- bánya között) csak az ismert pontok alapján a hegységek belseje nincs beszámítva | ~ 4 | ~ 7 | ~ 15 |

- * Átlagosnál szárazabb szakasz;
- ** Már erősen a statikus karsztvíz kitermelése is.

1931–1972 között a kiemelt bányavíz és vízvezetéki víz összes mennyisége — a piezometrikus karsztvízszint alól — 4500 millió m³ (4,5 km³), míg — erősen csökkenő irányzattal — a karsztforrások vízhozama összesen 7850 millió m³, a kettő együtt 12 150 millió m³, azaz 12,15 km³. Az átlagos karsztos beszivárgás (~180 mm vízréteg) összege viszont 42 év alatt csak 9,45 km³, a hiány tehát még így is 2,7 km³. Ez még csak nagyobb lehet, ha meggondoljuk azt, hogy a források vízhozammérései rendszeresen és kielégítő szakmai pontossággal csak 1951-től indultak meg, míg a korábbi szakaszra csak jó-rossz *becslések* állnak rendelkezésre.

Ha hiányként a mintegy 4,5 km³/42 év kiemelt bányavízzel számolunk és figyelembe vesszük ennek kihatását a *Dunántúli-Középhegység* mindama részein, ahol karsztvízszint süllyedés történt, vizsgálatainkat több, mint 3000 km²-nyi területre kell kiterjeszteni. E területnek kb. fele — 2000 km² — a *Páty–Biatorbágy–Alcsút–Csákvár* vonalon meghúzható ama karsztvíztükörszint, amelyen a letűnt évtizedek során vagy nem is volt számottevő változás, süllyedés, vagy pedig ennek mértéke < 5m volt csak. A nevezett vonaltól azután *É, ÉNy* felé *Pilisvörösvár–Dorog–Süttő–Tata–Tatabánya* felé lejt a karsztvízszint, hiányoznak rajta a hegységek alatti hajdani felboltozódások és az említett süllyedés fokozódik, ahogyan *É* felé a *Duna–Általér* vonalához közeledünk. Ez egyúttal a fő karsztvízszintnek a bányászat miatti lesüllyedését is jelenti és ennek mértéke az *5. ábránk* alapján a *Bp–Dorog–Tata–Tatabányai* szelvényen 20–25 m.

Az említett karsztvízszint süllyedés vizsgálódási területének másik fele a *Bakony* térsége, ahol az erősebb, kb. 10–20 m-es süllyedés területe a *Székesfehérvár–Várpalota–Veszprém–Zirc–Bakonybél–Ajka–Kapolcs–Tapolca* vonalától *É*-ra levő terület (ugyancsak kb. 2000 km²). Ettől délre a *Balatonfelvidéken* és a *Keszthelyi-hegységben* még eddig gyengének minősíthető a süllyedés, vagy pedig egészen kis területeken változatlan a karsztvíz helyzet, mert a *Bakony É*-i és *D*-i karsztvíz rendszerei gyakorlatilag nem is kapcsolódhatnak egymáshoz, vagy pedig alig függnek egybe.

Mindezcek alapján a 4,3 km³ kiemelt bányavíz a középhegységi mélykarsztban és kibukkanó karsztban kb. 10 000 km²-en átlag 0,4 millió m³/km² karsztvízvesztéséget jelenthetett 42 év alatt. Ez kb. 40 m karsztvízszint süllyedés nem valószínű, mert a 10–15 km átmérőjű nagy depressziókban (*Tatabánya, Dorog, Nyirád*, stb.) 60–100 m-es süllyedések is vannak. Mivel *I. táblázatunk A* átlagaiból csak 26 m karsztvízszint süllyedés adódik ki, karsztos közeink térfogata átlagosan 1,6 %-os.

3. Összefoglalás

A *Dunántúli-Középhegység* karsztvízháztartásának újravizsgálata azért vált szükségessé, mert ismét előtérbe került a Fővárosi Vízművek részére a karsztvízbevezetés az amúgy is csak kis részben hasznosított dorogi, illetőleg tatabányai szénbányászat által kiemelt és a bányászat számára veszélyes karsztvízkészletből.

E vizsgálatokból — a *Középhegység* 120 évre visszamenő csapadék összegekre — és a beszivárgási hányadosokra vonatkozó vizsgálatokból azonban kitűnik, hogy olyan nagyarányú dinamikus karsztvízforgalomra nem lehet számítani, amely a budapesti elég jelentősen növekedő vízigényeket rentábilisan, gazdaságosan kielégíthetné. A 120 évre számított beszivárgási átlag ugyanis a *Középhegység* beszivárgó felületére — 1500 km²-re — összesen csak 492 m³/perc, vagyis mintegy 258 mill. m³/év. Az évi csapadék 680 mm, a beszivárgási % mintegy 25–28%. Ezek az értékek jóval alacsonyabbak és reálisabbak, mint a szakirodalomban korábban közölt beszivárgási értékek. Jelenleg viszont az összes

bányák (barnaköszén- és bauxit- stb. bányák) karsztvíz-, illetve bányavíz kiemelése már ennél is jóval több, emiatt a karsztvízszint állandóan süllyed.

Kitűnt e vizsgálatokból az is, hogy 1948 óta — 25 év alatt — a statikus karsztvíz-készletből a bányászat vízkiemelése és az egyéb fajta víztermelés összesen 4,3 km³-nyi összeget használt fel, emiatt viszont a középhegységi karsztvízszint átlag közel 25 m-nyit süllyedt.

Végkövetkeztetésünk — tekintettel az előbb említett nagyarányú karsztvízsüllyedésre — az, hogy a *Középhegység* statikus karsztvízkészletéből — a továbbiak során — bármely címen — 480–490 m³/perc összegűnél többet kiemelni nem szabad, mert ezzel a főkarsztvízszint még tovább fog süllyedni és fennáll a komoly veszély, a budapesti termális források elapadása, miután a *Középhegység* karsztforrásainak kb. fele elapadt. Tehát a tervezett fővárosi karsztvízbevezetés mértékét is a fenti normán belül lehetséges csak, minden érdeket kielégítő módon megoldani. Természetesen az aránylag kisebb mennyiségű karsztvíz bevezetése drágának ígérkezik és már emiatt sem valószínűsíthető meg.

Irodalom

- ALBEL, F. 1950: Újabb elgondolások a karsztvízkérdéssel kapcsolatban = Hidrol. Közl. 20.
- APRODOV, V. A. 1948: A karsztosodás néhány elméleti kérdése. = Izv. Ak. Nauk. SzSzsZR Szer. Geol. Geof. 12.
- BÖCKER T. – SÁRVÁRY I. 1972: A Dunántúli-Középhegység karsztvízterképe. VITUKI BTI 1972: A dorogi szénmedence karsztvízeinek Budapestre történő bevezetése. Kézirat.
- BULLA B. 1962. Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó.
- BULLA B. 1954: Általános természeti földrajz II. Tankönyvkiadó.
- CHOLNOKY J. 1929: A mészkővidék arculata. = Barlangvilág.
- CVIJIC J. 1893: Das Karstphänomen. = Geogr. Abh. 3. Einzinger, F. 1932: Esztergom meleg forrásai. = Hidr. Közl. 12.
- FALLER, J. 1937: A Fejérmegyei Csór és Inota községek karsztforrásainak hidrológiai ismertetése. = Bány. Koh. lapok.
- GEDEON T. 1931: Hidrológiai megfigyelések a Vértes hegység délkeleti részéből. = Hidrol. Közl. 11.
- GIDAI L. 1971: Az ÉK-dunántúli eocén rétegtani kérdései. = Földtani Közl. 101.
- GRUND A. 1903: Karstwasserhydrographie. = Geogr. Abh. 7.
- GRUND A. 1914: Der geographische Zyklus im Karst. = Zeitschr. d. Ges. F. Erdk. Berlin.
- GVOZDECKIJ N. A. 1950: Karst. — Moskva.
- HAJÓSY F. 1952: Magyarország csapadékvizviszonyai 1901–1940. Meteorol. Int. Kiadv.
- HORUSITZKY H. 1940: Rövid megjegyzés a karsztvíz kérdéséhez és annak budapesti felhasználásához. = Hidr. Közl. 20.
- HORUSITZKY H. 1938: Budapest dunajobbparti részének (Budának) hidrológiája. = Hidrol. Közl. 18.
- HORUSITZKY H. Tata és Tóváros hévforrásainak hidrolgeológiája. = Földt. Int. Évk. 25.
- HORUSITZKY F. 1942: A víz a föld belsejében. = Hidr. Közl. 22.
- JAKUCS L. 1971: Szempontok a dolomittérszinek karsztosodásának értelmezéséhez. = Földr. Ért. 20.
- JEX, S. 1913: a Pilis-Gerecse hegységben előforduló triászvizeknek közgazdasági jelentősége. = Mérnök Ép. Egl. Évk. 27.
- KASSAI F. 1948: Paleogén szénbányászatunk, a karsztvíz, és a védekezés módjai. = Hidrol. Közl. 28.
- KATZER F. 1909: Karst und Karsthidrographie. Sarajevo.

- KÁLLAI G. 1923: A triászvíz és a magyar energia kérdése. = Hidrol. Közl. 3.
- KEILHACK, K. 1917: Lehrbuch der Grundwasser – und Quellenkunde. Berlin.
- KESSLER H. 1954: A karsztvízkészletek a Magyarországi vízkészletek c. VITUKI kiadványból.
- KESSLER H. 1959: Az országos forrásnyilvántartás. VITUKI.
- KREBS, N. 1929: Ebenkeiten und Inselberge im Kroatischen Karst. = Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin.
- LEHMANN O. 1932: Die Hydrographie des Karsten Ensykl. d. Erdk. Wien–Leipzig.
- LÁNG S. 1948: Karszt tanulmányok a Dunántúli Középhegységben. = Hidrol. Közl. 28.
- LÁNG S. 1942: A karsztvízkérdés Budapest Székesfőváros vízelvezetésében. = Hidrol. Közl. 22.
- LÁNG S. 1959: A Bakony geomorfológiai képe. = Földr. Közl.
- LÁNG S. 1968–1969: Általános természeti földrajz I–II. ELTE egyetemi jegyzet.
- LÁNG S. 1969: Bevezetés a földrajzba. Hidrogeográfia. ELTE egyetemi jegyzet.
- LENKEI T. 1943: A tatai langyos források, 1941. és 1942. évi hozam- és hőmérsékletmérései. = Hidr. Közl. 23.
- LEÉL-ÖSSY S. 1952: A magyarországi karsztosodás kezdetei. = Földr. Ért.
- LOBECK, A. K. 1928: Geology of Mammoth Cave National Park Kentucky. USA Geol. Surv. Wash.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. Bal. Tud. tan. eredm. I. Magyarország Éghajlati Atlasza. Budapest, 1967.
- MUNTYÁN, I. – MUNTYÁNNÉ BÉKÉSI M. 1971: A lencsehegyi dácitelfordulás földtani jellege, és kora. = Földtani Kutatás 14. 3. 8–14.
- MOSONYI E. – PAPP F. 1959: Műszaki földtan. Műszaki Könyvkiadó Bp.
- PAPP F. 1940: Budapest gyógyvizei. = Hidrol. Közl. 20. 68–87.
- PAPP F. 1940: Dunántúl karsztvizei és a feltárás lehetősége Budapesten. = Hidrol. Közl. 20.
- PAPP F. 1937: Die warmen Heilquellen von Budapest. = Hidrol. Közl. 17.
- PÁVAI – V. F. 1950: A karsztvíz és a karsztvíztérképek. = Hidrol. Közl.
- RATJENS, C. jun. 1951: Der Hochkarst in System der Klimatischen Morphologie. = Erdkunde.
- ROZLOZSNIK P. – SCHRÉTER Z. – T. ROTH K. 1922: Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. Földt. Int. Kiadv.
- SÁRVÁRY I. 1971: A természeti tényezőktől független karsztvízszint-süllyedés a Dunántúli-Középhegységben. = Hidrol. Közl. 51.
- SÁRVÁRY I. 1968: A karsztvízszint változása a Dunántúli-Középhegységben 1960–67-ig. = Hidr. Táj.
- SCHAFARZIK F. – VENDL A. – PAPP F. 1964: Geológiai kirándulások Budapest környékén.
- SCMIDT S. 1942: A hazai szénbányászat és a víz. = Hidrol. Közl. 22.
- SCHMIDT S. 1932: Az esztergomi szénmedence bányászatának ismertetése. Budapest.
- SCHRÉTER Z. 1921: Az esztergomi barnaszénterület karsztvizei. = Hidrol. Közl. 1.
- SCHRÉTER Z. 1940: A karsztvízről. = Hidrol. Közl. 20.
- SCHULHOF Ö. (szerk.) 1937: Magyarország ásvány- és gyógyvizei. Akad. Kiadó.
- SZÁDECZKY K. E. 1941: A Keszthelyi hegység és a Hévíz hidrogeológiájáról. = Hidrol. Közl. 21.
- SZÁDECZKY K. E. 1941: A Dunántúli Középhegység karsztvizének néhány problémájáról. = Hidrol. Közl. 21.
- SZÁDECZKY K. E. 1948: A Dunántúli Középhegység karsztvíz térképe. = Hidrol. Közl. 28.
- SZENTTORNYAI A. 1938: Az esztergom szénmedence triász vizei. = Hidrol. Közl. 18.
- TEGEAR, H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. = Földt. Int. Évk. 17.
- TSCHEBULL A. 1886: Der Bergbautrieb im Graner Kohlenrevier tetisch f. Berg-u. Hüttenwesen.
- VADÁSZ E. 1950: Bauxitföldtan.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. Akad. Kiad.

- VADÁSZ E. 1940: A Dunántúl karsztvizei. = Hidrol. Közl. 30.
 VENDL A. 1952: Geológia I–II.
 VITÁLIS I. 1932: Magyarország szénelőfordulásai. Sopron.
 VITÁLIS I. 1942: Szénkészletünk, a vízveszély és védekezés. = Bány. Koh. lapok.
 VIGH F. 1944: Az esztergomi szénmedence hidrológiai viszonyai és a vízveszély elleni védekezés módzatai. = Bány. Koh. lapok.
 VIGH GY. 1940: A karsztvízkutatás kérdése a Budai hegységben. = Hidrol. Közl.
 VITÁLIS S. 1937: Budapest székesfőváros vízellátásának problémái. -Gidrol. Közl. 17.
 VITÁLIS S. 1937: A karsztvíz szerepe Budapest, székesfőváros dunaparti részének vízellátásában. = Hidrol Közl. 17.
 VITUKI 1967: A Gaja-patak vízgyűjtőjének vízgazdálkodási tanulmánya.
 WINKLER–HERMADEN A. 1957: Geologisches Kräftenspiel und landformung. Wien.

* * *

- BRUGGER, F.: 1940. A budakörnyéki dolomitok kémiai vizsgálata. = Mat. Term. Ért. 59/2.
 CAYEUX, A.: 1935. Roches, Carbonates, Calcaires et Dolomites. Paris.
 DÉGEN I.: A vízgazdálkodás távlati fejlesztési koncepciójának elvi kérdései. = Hidrológiai Közlöny 51. 1971. 8–9. 345–358.
 JAKUCS L.: 1948. A hévforrásos barlangkeletkezés földtani alakulása. = Hidrológiai Közlöny 28.
 JAKUCS L.: 1950. A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben. = Földtani Közlöny 80.
 JAKUCS L. 1971. Szempontok a dolomittérszinek karsztosodásának értelmezéséhez. = Földrajzi Értesítő 20. 2. 89–97.
 LEHMANN, A.: 1948. Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen. = Die Erde 2.
 LEHMANN, A.: 1954. Das Karstphänomen in den versalvidenen klimazonen. = Erdk. 8.
 LEHMANN, A.: 1960. La terminologie classique du carst rous l'aspect critique de la morphologie climatique ruverne. = Revue de Geogr. de Lyon. 35.1.
 LOUIS, H.: 1964. Allgemeine Geomorphologie
 MÁNDY T.: 1954. Mészkövek és dolomitok oldási vizsgálata. = Hidrológiai Közlöny 34. 11–12.
 MARKÓ L.: 1961. Kalcium- és magnéziumkarbonát elegyek oldhatósága vízben széndioxid jelenlétében. = Karszt- és Barlang 1.
 RENAULT, P.: 1959. Processus morphogenetiques des karsts equatoriaux. = Bull. A.G.F.
 MAXIMOVICS, G. A.: Osznovi Karsztovanija. Pestycra.
 SAINT-OUTERS J.: 1959. Les phenomines Karstiques a Madagascar. Annal. Spel. 3–4.
 SCHERZ, E.: 1922. Hévforrások okozta kőzetelváltozások a Budai és pilisi-hegységben. = Hidrológiai Közlöny 2.
 SCHOELLER, A.: 1956. Géochimie des eaux routerraines, = Sol. des Edit. Techniques. Paris.
 SZABÓ P. Z.: 1968. A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlat. = Dunántúli Tud. Gyűjt.
 VADÁSZ E.: Földtörténet, földfejlődés. Akadémiai kiadó.
 VADÁSZ E.: 1955. Elemző földtan. Akadémiai kiadó.
 VADÁSZ E.: 1951. Bauxitföldtan. Akadémiai kiadó.
 VITÁLIS GY.: A vízbeszerzés földtani lehetőségei Nódrád megyében. = Hidr. Közl. 52. 1972. 7. 273–279.
 VITÁLIS GY.: Magyarország földtani és vízföldtani tömbszelvénye. = Hidr. Közl. 52.
 WHITE, W. B.: 1962. Further notes on Jamaican Caving. = Nat. Spelcol. Soc. News. Wash. 20.

LA CIRCULATION DES EAUX KARSTIQUES DANS LA MONTAGNE CENTRALE DE TRANSDANUBIE

par

S. LÁNG

Resumé

Au cours d'un projet d'exploitation des eaux karstiques pour l'alimentation hydraulique de la Capitale on a révisé la hydrologie de la Montagne *Centrale de Transdanubie*. Dans cette région on pompe les eaux karstiques dangereuses des mines du charbon de *Dorog* et de *Tatabánya* sans utilisant l'eau même.

En considérant les précipitations des 120 années dernières et les pourcentages d'infiltration l'analyse a démontré, qu'on ne peut pas attendre une circulation des eaux karstiques dynamique assez grande pour l'alimentation économique de *Budapest* ayant des exigences augmentantes. L'infiltration moyenne pour le 120 années dernières en considérant une surface de 1500 km² actif pour le massif est seulement 492 m³/min, égale a 258 10⁶m³/années. La précipitation annuelle est 680 mm, le pourcentage de l'infiltration est 27–28%. (Cettes données sont plus basses et plus et plus justes comme les valeurs publiées au par avant dans la littérature). Au présent la quantité de l'eau pompé par les mines (du charbon...du bauxit etc.) surpasse considerablement cette l'infiltration qui cause l'abaissement constant du niveau des eaux karstiques.

Notre révision montrait en même temps que depuis 1948 — pendant 25 ans — la quantité statique des eaux karstique se diminuait avec 4,3 km³ de volume, causé par le pompage des mines et autres établissements dans le résultat est une abaissement de 25 mètres du niveau karstique dans le massif. Selon notre conclusion il sera dangereux effecteur dans le massif un pompage qui dépasse le 480–490 m³/min. Une plus grande exploitation diminuerait dans le future les eaux karstiques et par consequent les sources thermales de *Budapest* se tarissent parce qu'au présent la moitié des sources du massif sont déjà désechées. L'exploitation des eaux karstiques est, par consequent, limitée aux valeurs mentionnées. C'est bien naturel que cette quantité de l'eau relativement plus modeste et limité coutera plus cher pour la capitale et le projet serrait inéconomique.

ДВИЖЕНИЕ КАРСТОВЫХ ВОД В СРЕДНЕВЕНГЕРСКИХ

ГОРАХ.

Ш. ЛАНГ.

Резюме

Переизучение карстового режима вод в *Венгерском среднегорье* стало необходимо, потому что один из возможностей для улучшения водоснабжения *Будапешта*. Это — использование карстовых вод, отобранных угольной промышленностью (*Дорог, Татабánya*) расположенной недалеко от *Будапешта*.

Из количества осадков на 120 год в *Венгерском среднегорье* из исследований инфильтрационного частного, ясно выделяется, что нельзя рассчитывать таким большим движением карстовой воды, что экономично удовлетворяет значительно увеличивающее водотребование.

Расчитанное среднее инфильтрации на 120 год — на инфильтрационную поверхность *Средневенгерских гор* — 1500 км² — только 492 м³/мин, то-есть около 258 милл. м³/год.

Ежегодное количество осадков 680 мм, инфильтрационный процент 27—28.

Эти данные гораздо меньшие и реальные чем уже публицированные инфильтрационные данные.

Но теперь отбор карстовой воды на всех шахтах (бурый уголь, боксит, и.т.д.) гораздо больше, поэтому карстовой водяной уровень непрерывно опускается.

Из этих исследований сделан вывод, что через 25 года — от 1948 — выёмка воды горной разработки и другие воды добычи воды из статических запасов карстовых вод имеют общей расход 4,3 км³. Из-за этого уровень карстовых вод в *Венгерском среднегорье* опускался на около 25 м.

Ввиду вышеупомянутого опускания урона карстовой воды, наш конечный вывод заключается в том что в дальнейшем никаким образом нельзя допустить яйбор воды из статических запасов карстовых вод расходом, более 480—490 м³/мин.

В противоположном случае главный карстовый водяной уровень будет дальше опускаться и опасно, будапештские термальные источники иссякают.

Половина карстовых источников *Венгерского среднегорья* уже иссякали.

Значит, использование карстовых вод в *Будапеште* возможно разрешить только с учётом вышеуказанных.

Естественно, использование карстовых вод сравнительно малого количества кажется дорогим и из-за этого его нельзя осуществить.

CIRKULADO DE LA KARSTAKVO EN LA TRANSDANUBA MEZMONTRARO

S. LÁNG

Resumo

La novan kalkulon pri la karstakvocirkulado en la *Transdanuba Mezmontaro* necesigis la de nove antaŭigitaj ideoj pri la alkonduko al *Budapest* de la malgrandmezure utiligita kaj por la karboproduktejoj danĝera karstakvo, kiun la karboproduktado produktas en *Dorog* kaj *Tatabánya*.

La esploro — pri la kvanto de la precipitaĵo kaj enlikado dum la lasta 120 jaroj — demonstras, ke oni ne povas kalkuli je sufiĉe granda dinamika akvocirkulado, kiu povus ekonomie satigi la konsiderinde kreskantan akvobezonon de *Budapest*. Nome la meze enlikado sur la 1500 км² areo de la *Transdanuba mezmontaro* dum la 120 jaroj estis nur 492 м³/min, do 258.10⁶ м³/jaro. La precipitaĵo estis 680 мм jare, la enlikado 27—28% (tiuj valoroj estas signife malpli grandaj kaj pri realaj, ol la valoroj pli frue publikigitaj pri la enlikado). Sed nun la minejoj (brunkarboproduktejoj, bauksitproduktejoj ktp.) produktas pli grandan akvonkanton ol kiu kvanto enlikadas, tial la karstakvonivelo permanente malaltiĝis.

Tiuj esploroj montris ankaŭ, ke ek de 1948 — dum 25 jaroj — la minejoj kaj aliaj akvoproduktejoj produktis sume 4,3 км³-ojn el la statika karstakvo-posedaĵo, konsekvte la akvonivelo en la *Transdanuba Mezmontaro* 25 m-ojn malaltiĝis.

La fine konkludo estas — rigardante la signifan malaltiĝon de la karstakvonivelo —, ke de nun el la karstakvoposedajo de la *Transdanuba Mezmontaro* ne devas pli ol 480—490 m³/min. produkti, cetere la akvonivelo plu malaltiĝos, kaj ekzistos la danĝero, ke la varmaj fontoj de *Budapest* senakviĝos, kiel ĝis nun duono de la fontoj en la *Trasndanuba Mezmontaro* jam senakviĝis. Do la projektita akvoalkonduko nur ĝis tiu kvanto estas permesebla. Memkompreneble, la alkonduko de la relative malgranda akvokvanto estas multekosta kaj tial ne efektivebla.

