

A BUDAPESTI HÉVIZEK EREDETE

DR. ALFÖLDI LÁSZLÓ

A hévforrás-tevékenység őstörténete

A Budai-hegység területén kétfajta, egymástól térben és időben elkülönülő hévforrás-tevékenység nyomai ismeretesek. Az eocén és miocén vulkanizmussal kapcsolatos hidrotermák jellegzetes kalcedonos, kovás, fluoritos, baritos ásványkiválásokat és kiterjedt metasomatikus kőzetelváltozásokat okoztak (SCHRÉTER Z., 1912, SCHERF E., 1928, VITÁLIS GY.—HEGYI I.-né 1974). Hidrotermális ércesedés vagy jelentősebb ásványfeldúsulás a területen nem ismeretes.

A helyenként 2500 m vastagságot is meghaladó perm és triász időszi, tömegének nagyobb részében repedezett dolomitból álló kőzetösszlet legfelső 200–300 m vastag határövezete még a mezozoikum, során erősen karsztosodott és a vulkáni oldatok feltörése idején már karsztvízzel telítve volt. Ezen a repedezett karsztos övezeten természetesen a hidrotermális oldatoknak át kellett haladni. A karsztos övezeten való áttörés során az oldatok felhígultak, erősen szóródtak és hőmérsékletük csökkent. Ez a magyarázata annak, hogy a hidrotermális kúrtókban a karbonátásványok uralkodóak, és az ércképző elemek csak kis koncentrációban fordulnak elő.

A posztvulkáni tevékenység csökkenésével ez a fajta forrásműködés meg is szűnt, mivel a bádenien végén, vagy a szarmatában már nem igen találhatóak a nyomai.

A pliocén végén megjelenő jellegzetes hidrogénkarbonátos forrástevékenység első nyomai önálló térbeli helyzetben mutatkoznak. A forráslerakódásokban, forrásmészkövekben vulkáni oldatokra utaló elem vagy ásványtársaság nem mutatható ki, ezért valószínűnek kell tartani ezen forrástevékenység teljes önállóságát, az előzőektől való teljes elkülönülését.

Az új típusú forrásműködés a pleisztocén szerkezeti mozgásokkal egyidejűleg indult meg. A hegység viszonylag gyors kiemelkedése következtében először a fosszilis, minden bizonnyal vulkáni széndioxiddal dúsított, ezért sok oldott karbonátot tartalmazó tárolt „őskarsztvíz” tört a felszínre vastag forrásmészkö képződményeket hozva létre. Logikusnak látszik, hogy a tárolt őskarsztvíz-készletek leürülésével a rendszer teljes átöblítődését követően a források vize közel a mai szintre hígult és a forrásmészkö-képződés megszűnt. Természetesen a hegység fokozatos emelkedése a vízáramlást felgyorsította és a pleisztocén éghajlati változások hatására ciklusos hozamingadozás lépett fel.

A források származása

A mai budai forrástevékenység a pleisztocén hidrogénkarbonátos forrásműködés folytatása. A budai hévforrások eredetével kapcsolatos alapkérdést már SZABÓ JÓZSEF (1857) eldöntötte, amikor a következőket fogalmazta meg:

„A külvíz, áteresztő kőzetek tömegén, vagy kevésbé áteresztő hasadékein oly mélyen szivárog le, míg a föld saját melegének közelébe jutott, annak hőfokát felvevén, s ha a körülmények kedvezőek, ugyanazzal ismét felszínre nyomatik. Útközben felfelé az igaz, hogy olyan rétegekkel érintkeznek, melyeknek hőfoka csekélyebb, sőt évszak szerint változó, ez azonban mitsem tesz, ha a feltolás gyorsan történik, s a feltolt víz mennyisége tetemes.”

ZSIGMONDI VILMOS (1879) fúrásai a SZABÓ JÓZSEF elképzelésére épített genetikai képet megerősítették. A genetikával foglalkozó későbbi szerzők [SCHAFFARZIK F. (1928), SCHERF E. (1928), KÜHN J. (1928) és VENDL M. (1964)] lényegében nem módosították a felvázolt képet, hanem a karsztos hévízrendszer működési körülményeit igyekeztek tisztázni.

WESZELSZKI GY. (1928) és HORUSITZKY F. (1956) diagenetikus vízeredetre vonatkozó elképzelése, vagy a későbbi hasonló elképzelések új színfoltot jelentettek, de nem változtatták meg a többség véleményét.

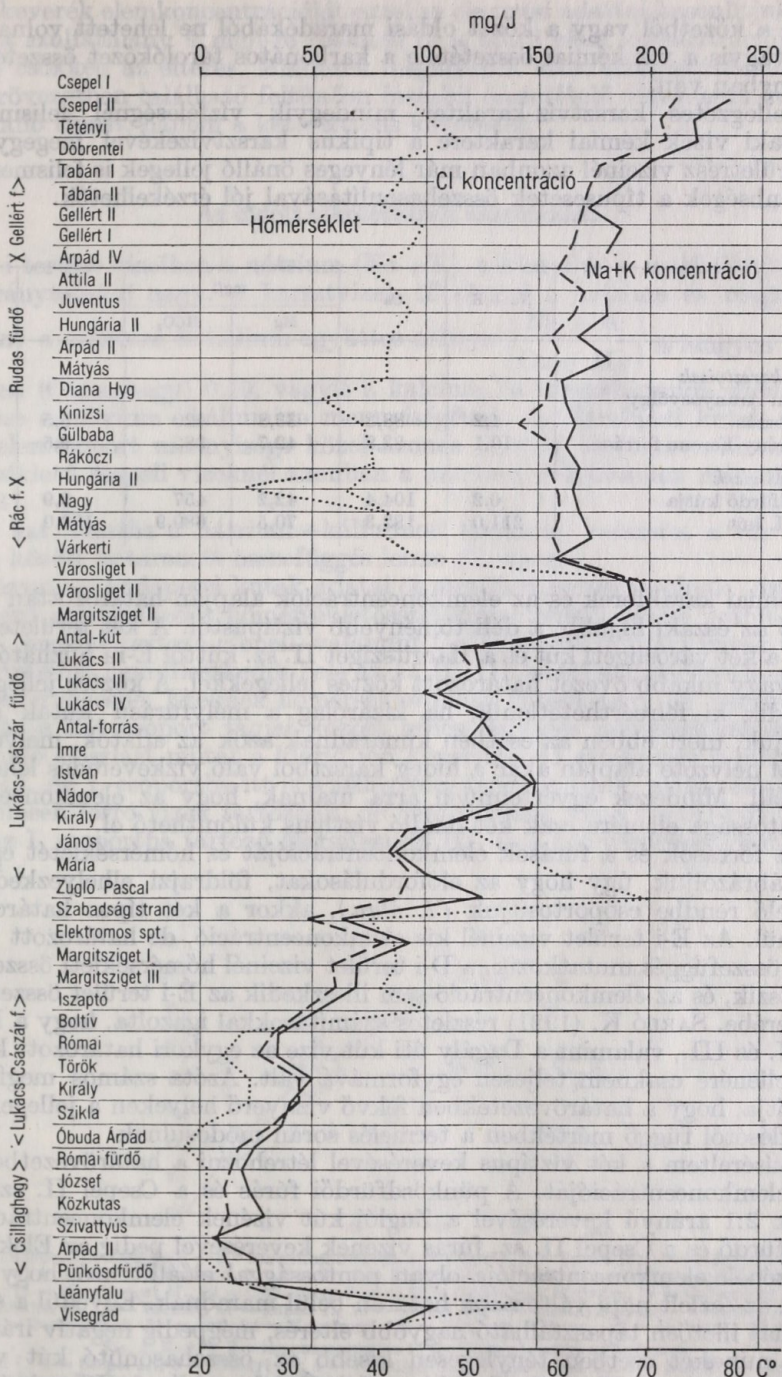
A forrástevékenység tagolódása

GEORGIUS WERNHERIUS Baselban 1549-ben Magyarország forrásairól megjelentetett kiadványában a József-hegy előtti forrásokról azt írja, hogy a Duna partján sok meleg forrás fakad, melyek között nagyobb a különbség, mint a közöttük levő távolság. Ez a megállapítás annyira helytálló, hogy forrásaink egy részét közös eredet ellenére sem illeti meg a hévíz jelző. A budai langyos források vizét az Alföldön kiváló minőségű ivóvíznek tekintenénk. A források közti különbségeket nem szokás kiemelni, és a témával foglalkozó szerzők elsősorban a kétségtelen rokonsági kapcsolatokra helyezik a hangsúlyt. Ezért beszélünk mindig budai hévízforrásokról, pedig a természetes meleg források (hévízforrások) eredeti becsült hozama csak 5,55 m³/perc (7992 m³/nap), ami az összes természetes forráshozam 19,1%-a. A forrásvizek 80,9%-a langyos, a József-hegy környékén (44,8%) 25 C°-os, az É-i csoportban (36,1%) 20 C°-os átlaghőmérséklettel.

Feltűnő, hogy 25 és 40 C° közötti hőmérsékletű forrásvizek még a kétségtelen keveredési lehetőségek ellenére sem ismeretesek. A langyos és a meleg források egyaránt karsztosodott, repedezett triász tárolóképződményekből származnak, területileg mégis elkülönülten jelennek meg. A különböző hőmérsékletű vizek nyugalmi vízszintje közvetlenül ugyan nem hasonlítható össze, a különbségek azonban olyan határozottak, hogy első látásra mégis felismerhetők. Az É-i területén fekvő Csillaghegy, Pünkösdfürdő, Békásmegyér átlag 20 C° hőmérsékletű vizeinek kb. 110 m A.f.-i nyugalmi vízszintje mindenképpen nagyobb nyomásszintet képvisel, mint a D-i területén fekvő Csepel 2. sz. kút 45 C°-os vizének 106,5 m A.f.-i vagy a Tétényi úti kórház kútjának 108,4 m A.f.-i (48 C°) nyugalmi vízszintje (1. ábra).

A vizek jellegei, víztípusok

A vizek elemtársulására vonatkozóan már KESSLER H. (1962) kimutatta, hogy a budapesti hévizekben semmiféle olyan elem nem található, amely a közönséges hideg karsztvízben ne fordulna elő. Ezt az állítást saját vizsgálataink csak megerősítették. A vízben egyetlen olyan elem sem fordul elő,



1. ábra. A források elemkoncentrációja és hőmérsékleti viszonyai
Fig. 1. Concentrations of elements and temperature conditions in the springs

melyet a kőzetből vagy a kőzet oldási maradékából ne lehetett volna kimutatni, vagyis a víz kémiai összetétele a karbonátos tárolókőzet összetételével összhangban van.

A jellegzetes karsztvíz-karakter mindegyik vízféleségnél felismerhető. Az északi vizek kémiai karaktere a tipikus karsztvizekével megegyező, a déli terület rész vizeinél azonban már lényeges önálló jellegek is felismerhetők. A különbségek a típusesetek összehasonlításával jól érzékelhetők.

	Na + K	Ca	mg/l		Cl	SO ₄
			Mg	HCO ₃		
<i>Típusos karsztvizek</i>						
Veszprém-Aranyosvölgy karsztforrás	4,2	88,3	33,8	420	5,5	21,8
Vöröserény-Ferenc forrás	10,1	83,8	42,7	385	9,5	39,1
<i>Budapesti vizek</i>						
Pünkösdfürdő kútja	6,2	104,4	42,2	457	9,9	57,9
Csepel II. kút	211,0	182,3	70,5	680,9	193,0	355,5

A kémiai karakterek és az elemkoncentrációk alapján határozottan elkülöníthető az északi hígabb, a déli töményebb víztípustól. A két területet elválasztja a két városligeti kút és a Margitsziget II. sz. kúttól É-ra húzható határvonal vagy inkább övezet határozott köztes jellegekkel. A köztes jelleg akkor rajzolódik ki félreérthetetlenül, ha kizárólag a mélyfúrású kutak adatait vizsgáljuk, mert ebben az esetben kimaradnak azok az adatok, melyeknél a vízvétel helyzete alapján akár a hideg karsztból való vízkeveredés lehetősége is fennáll. Mindezek egyértelműen arra utalnak, hogy az elemkoncentráció változatossága ellenére csak két önálló víztípus különíthető el.

Ha a források és a fúrások elemkoncentrációját és hőmérsékletét egyetlen ábrán ábrázoljuk, úgy hogy az előfordulásokat, földrajzi elhelyezkedésüket megfelelő rendbe csoportosítjuk (1. ábra), akkor a két típus határozottan elkülönül. Az É-i terület vizeinél kis elemkoncentráció, de határozott hőmérsékleti összefüggés mutatkozik, a D-i terület vizeinél hőmérsékleti összefüggés alig látszik, és az elemkoncentráció sem illeszkedik az É-i terület összefüggés-rendszerébe. SARLÓ K. (1921) részletes számításokkal igazolta, hogy a Margitsziget I. és III., valamint a Dagály úti kút vize az egykori határozott különbségek ellenére csaknem teljesen egyformává vált. Azóta számos megfigyelés bizonyítja, hogy a határövezetekben fekvő víznyerő helyeken a jellegek a víz keveredésétől függő mértékben a termelés során módosulnak.

Megkísértem a két víztípus keverésével létrehozni a határövezetben levő vizek elemkoncentrációját. A pünkösdfürdői fúrás és a Csepel II. sz. fúrás vizének 2:1 arányú keverésével a Zuglói kút vizének elemkoncentrációja, a Rómaifürdő és a Csepel II. sz. fúrás vizének keverésével pedig az Elektromos kút vizének elemkoncentrációja olyan pontossággal előállítható, hogy az eltérések az észlelt napi változások határán belül maradnak. Egyedül a szulfát-tartalmat illetően tapasztalható nagyobb eltérés, mégpedig negatív irányban, vagyis mindkét esetben ténylegesen kisebb az összehasonlító kút vizének szulfát-tartalma, mint az elméleti keveréké. Érdekes, hogy a Pascal- (Zuglói) kút kompresszorozása során a jellegek egy ideig a töményebb vizek felé tolódtak el, amikor is a szulfát-tartalom időlegesen elérte a 200 mg/l-t. Ha az el-

méleti keverék elemkoncentrációját ezzel az elemzési adattal hasonlítjuk össze, akkor a szulfáthiány 9 mg/l-re csökken és a többi elem koncentrációjánál is tovább csökken az eltérés. Mindezek megerősítik azon elképzelésünket, hogy a határövezetben található feltűnően instabil összetételű vizek nem képviselnek önálló típust, hanem a két víztípus keverékei.

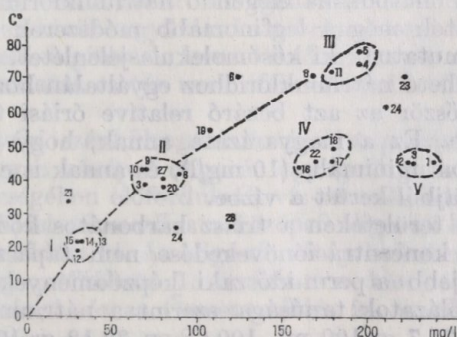
Az oldott alkotórészek származása

A D-i terület vizeiben a nátrium (Na + K), a klorid és a szulfátion mennyisége aránytalanul nagy. A karsztvizek fő elemei a kalcium és magnézium, valamint a nátrium és kálium együttes aránya $\left(\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Ca} + \text{Mg}} \right)$ a langyos karsztvizekben (Csillaghegy) 0,19, vagyis a kalcium és magnéziumion mennyisége ötszöröse a nátrium + káliumion mennyiségének. A városligeti kutak vizében a két elemcsoport mennyisége közel azonos (1,0), a lényegesen alacsonyabb hőmérsékletű csepeli vizeknél azonban a nátrium és káliumion már túlsúlyba jut (1,1).

Úgy hat, mintha a nátrium + káliumion tartalom, valamint a víz hőmérséklete között határozott összefüggés lenne (2. ábra).

A közvetlen budapesti kutak adatai öt mezőben csoportosulnak. Az I., II., III. mező elhelyezkedés hőmérsékletösszefüggés feltételezésére csábít. A IV. és az V. mezőbe tartozó csepeli, valamint Gellérthegy környéki kutak vizének koncentrációja nem illeszkedik bele az I., II., III. mező segítségével megrajzolható összefüggésbe. Ezeknek hőmérsékletükhöz képest nagy az elemkoncentrációjuk, a két csoport tagjai között nincs lényeges hőmérsékletkülönbség.

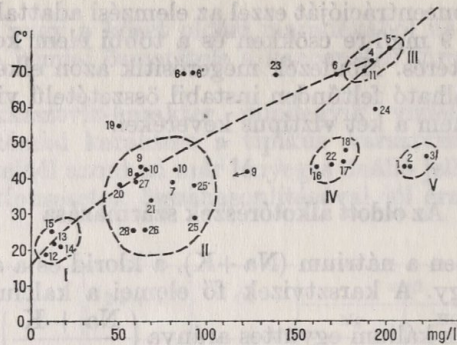
Hasonló eloszlást mutat a klorid ion koncentráció értékeinek a megoszlása (3. ábra). Az I. csoportba itt is a jellegzetes langyos vizek, a III. csoportba a jellegzetesen forró vizek tartoznak, de nem tartozik ide a Pascal-kút 70 C°os vize. Az I. csoportba tartozó Margitsziget III. és a két városligeti kút azonos



2. ábra. A budapesti hévizek Na+ + K+ ion koncentrációja. 1 = Csepel I., 2 = Csepel II., 3 = Tétényi út, 4 = Városliget I., 5 = Városliget II., 6 = Zuglói, 7 = Dagály, 8 = Elektromos sportpálya, 9 = Margitsziget I., 10 = Margitsziget III., 11 = Margitsziget II., 12 = Csillaghegy József, 13 = Csillaghegy közutas, 14 = Csillaghegy Árpád II., 15 = Pünkösdfürdő, 16 = Várkert, 17 = Tabán I., 18 = Gellért II., 19 = Leányfalu, 20 = Visegrád, 21 = Szentendre, 22 = Pesterzsébet, 23 = Acs, 24 = Komárom, 25 = Vác, 26 = Patóc, 27 = Párkány, 28 = Wirth-p.

Fig. 2. Na+ + K+ ion concentration in the thermal waters of Budapest

1 = Csepel I.; 2 = Csepel II.; 3 = Tétényi St.; 4 = Városliget I.; 5 = Városliget II.; 6 = Zuglói; 7 = Dagály; 8 = Elektromos Sports Fields; 9 = Margitsziget (Margaret Island) I.; 10 = Margitsziget III.; 11 = Margitsziget II.; 12 = Csillaghegy József; 13 = Csillaghegy public; 14 = Csillaghegy Árpád II.; 15 = Pünkösdfürdő; 16 = Várkert; 17 = Tabán I.; 18 = Gellért II.; 19 = Leányfalu; 20 = Visegrád; 21 = Szentendre; 22 = Pesterzsébet; 23 = Acs; 24 = Komárom; 25 = Vác; 26 = Patóc; 27 = Párkány; 28 = Wirt Brook



3. ábra. A budapesti hévizek klorid ion koncentrációja. A mintavételi helyek jegyzékét lásd a 2. ábrán

Fig. 3. Chloride ion concentration of the thermal waters of Budapest. For the list of sampling sites see Fig. 2.

szerkezeti öv mentén fekszik. A IV. és az V. mezőt itt is a gellérthegy, ill. a Csepel környéki vizek alkotják. A II. mezőbe szóródnak a József-hegyi melegvizek, a Margitsziget É-i végén és a szemben levő pesti oldal vizei.

Már az első értékelés során úgy látszott, hogy a IV. és V. mező tagjai a hőmérséklettől függő oldási sorba beilleszthetők, és az elkülönülés feloldható akkor, ha feltételezzük, hogy a vizek eredetileg nagyobb hőmérsékletűek voltak, majd lehűltek, és lehűlésük során a magasabb hőmérsékleten felvett oldottanyag-tartalmukat megtartották.

A kérdés csak az, létezik-e valóban az ábrából kiolvashatónak vélt hőmérsékleti összefüggés.

Ismeretes, hogy a karbonátok és a kősó oldhatósága között több nagyságrendbeli különbség van még akkor is, ha a karbonátok hidrogénkarbonátos oldódását vetjük össze a kősó egyszerű disszociációs oldódásával. A mészkőben és a dolomitban áramló karsztvíz a kősóból sokkal többet tudna kioldani, mint magából a karbonátból, ha elegendő nátriumklorid kerülne az útjába. A kőzetelemzési adatok még a legfinomabb módszerek alkalmazása esetén is csak nyomokban mutatnak ki kősómolekula-jelenlétet. Ahhoz tehát, hogy a szórványosan fellelhető nátriumkloridhoz egyáltalán hozzá tudjon férni az áramló karsztvíz, először az azt bezáró relatíve óriási tömegű karbonátot kellene hogy feloldja. Ez a magyarázata annak, hogy karsztvizeinkben a nátriumklorid-tartalom minimális (10 mg/l), és annak is egy része még a beszívargás során a talajból került a vízbe.

A számításba vett területeken a triász karbonátos kőzetekben a kősónak az átlagostól eltérő koncentrációnövekedése nem tapasztalható. Kősó felzaporodására legfeljebb a perm időszi képződményekben számíthatunk.

A fizikokémiai táblázatok tanúsága szerint a nátriumklorid vízben való oldhatósága 0 °C-on 35,7 gr/100 ml, 100 °C-on 39,12 gr/100 ml, vagyis a hőmérséklet emelkedésével alig 10%-kal növekszik. Ez azt jelenti, hogy az oldékonyság hőmérséklettől függő növekedése a nátriumklorid-tartalom megtöbbszörözését az adott közetkörülmények között nem indokolja.

A nátrium- és káliumtartalom egy része nem a kloridhoz, hanem szulfátgyökhöz kötődik. A triász karbonátos kőzetekben a nátriumszulfát-ásvány még ritkább a nátriumkloridnál és a gipsz, a barit, vagy más szulfátásvány sem gyakori. A nátriumszulfát oldhatósága pedig 40 °C fölött csökken.

Ezek szerint a nátrium + kálium, a klorid- és a szulfátion-koncentráció hőmérséklettől függő adott változása látszólagos, az adatok egyetlen oldási sorba nem rendezhetők, ami egyben azt is jelenti, hogy a koncentráció növekedés nem a triász karbonátos tárolóból származhat, hanem vagy a karsztvizen kívüli más járulékos vízutánpótlódással kell számolnunk, vagy a karsztvizek a mélység felé kloridokban és szulfátokban gazdag tárolókőzetben is kereszthathatnak.

A Budai- és a Pilis-hegység mintegy óriási sasbérc emelkedik ki a környezetéből, melyet 3000 m-es mélységet is elérő süllyedékek öveznek. Az alaphegység lépcsős lezökkenése következtében kicsi a valószínűsége annak, hogy a 600–800 m vastag, jól szigetelő oligocén agyagmárga összlet folytonossága megszakadjon, és a karbonátos tároló a pannon vízáradékkal kerüljön közvetlen kapcsolatba.

A hegység előterétől távolabb a medencében több száz m vastag szigetelő oligocén agyagösszlet helyét az ugyancsak jól szigetelő alsó pannon agyagmárga-sorozat váltja fel, vagyis a felső pannon víztartó képződmények csak különleges szerkezeti anomáliák mentén legfeljebb lokálisan kerülhetnek kapcsolatba a karbonátos mezozoikummal. Ilyen lehetőséget ismerünk Bugyi község határában, ahol a medenceüledékek közé túszerűen behatoló alaphegység-sasbércet tártak fel, amely a miocén és a pannon vízáradékkal egyaránt érintkezik. A miocén homokok vize sós, sok nátriumkloridot tartalmaz ($\text{Na} + \text{K}$ 1947,8 mg/l Cl 2198 mg/l), melyből kilencszeres hígítással a csepeli vizek nátrium- és kloridion tartalma levezethető lenne. Az alsó pannon vizek nátrium-hidrogénkarbonátosak minimális nátriumklorid- és szulfáttartalommal. A felső pannon vizek pedig kissé nátriumkloridosak, melyekből négy-ötszörös hígítással a déli vizek nátrium- és kloridion-tartalma levezethető lenne.

A miocén és alsó pannon tárolók zárt utánpótlódás nélküli rendszerek, melyekből tartós, évezredekig keresztül működő vízáradással nem számolhatunk. A bugyihoz hasonló más szerkezeti anomália Budapest környezetében nem ismeretes, vagyis a tározórendszer zömében a medencebeli felső pannon képződmények a karbonátos mezozoikumtól vastag szigetelő sorozattal vannak elválasztva, ezért vízáradással nemigen számolhatunk. Ha a földtani körülmények figyelmen kívül hagyásával a nátriumklorid-tartalom a medencebeli vizekből megfelelő hígítással levezethető is lenne, a szulfáttartalomra azonban ilyen származtatás esetén semmiféle elfogadható magyarázatot nem találunk.

A Budapest környéki szénhidrogénkutatások tapasztalatai azt mutatják (Csiky G. 1936), hogy a középső oligocén agyagmárga sorozatban már Cinkota–Mátyásföld térségében előfordulnak víz- és szénhidrogéntároló homokok. Az Őrszentmihályi gázmező is a középső oligocén homokkőves agyagmárga sorozatában fejlődött ki. Az oligocén rétegvizeket nagy nátriumklorid-tartalom jellemzi, így a Cinkota 1. fúrásban a kloridtartalom több mint 9000 mg/l, Veresegyház 1. és az Őrszentmihályi 24. sz. fúrásban több mint 12 000 mg/l.

Szerkezeti mozgások következtében a középső oligocén gyakran kerül tektonikai érintkezésbe a triász karbonátos tárolóval, és mivel a gáztartalmú víz nyomása általában nagyobb a triász tároló nyomásánál, az oligocén rétegvíz bekeveredhet a karsztvízbe; a tartós utánpótlódás lehetősége azonban valószínűtlen.

A budapesti hévizek általában különböző mennyiségben, de tartalmaznak szénhidrogén gázokat. A propán és annál nagyobb szénatomszámú metán-

homológok gyakorlatilag csak a kőolajban és a földgázban találhatók, ezért elvégeztettem néhány jellegzetes kút vizéből vett gázminta gázkromatográfiás elemzését (Miskolci Nehézipari Egyetem Kőolajtermelési Tanszék). A városligeti, a margitszigeti, a pascal-malmi és a papp-szigeti kutak vizében a metánon kívül etánt és propánt is teljes biztonsággal kimutattak. A csepeli kút vizéből propánt nem, etánt is csak nyomokban, azonban a vizsgálatra került mintamennyiség túlságosan kevésnek bizonyult.

A kapott eredmény azt mutatja, hogy a metántartalom nem az eocén szénképződéssel, hanem a medenceüledékekben levő szénhidrogén indikációkkal és telepekkel kapcsolatos, tehát mindenképpen migrációs vízhez kapcsolódik.

Nagy szulfáttartalmú vizek a kőolajtelepek szegélyén előfordulnak (Nagy-lengyel), a Pesti-síkságon mélyített fúrások azonban a medenceüledékekben nagy szulfáttartalmú vizet nem tártak fel. A népligeti fúrás triász tárolóból kitermelt, de valószínűleg oligocén tározóból származó vizének a szulfáttartalma elég tekintélyes. A Pilismarót 3. sz. fúrásban a dolomit repedésében határozott kőolajnyomok fordultak elő, ezért nem tekinthetjük teljesen kizártnak a mezozoós összletben szóródott, esetleg koncentrálódott olajtestekkel való érintkezés lehetőségét sem.

A szulfátos vizek kénhidrogéntartalma a szulfátok redukciójával levezethető. A Gellért téren mélyített 209 sz. fúrásban a dolomit breccsát, ill. annak törmelékdarabjait vastag piritkéreg borította, ami valószínűleg szintén szulfátredukció útján képződött. A redukálószer lehet szerves anyag vagy más redukáló szer, amellyel a feláramló víz találkozik. Mindez azonban azt mutatja, hogy a víz szulfáttartalma eredetileg a kimutatottnál nagyobb.

A szénhidrogéntelepek vagy zárt tárolókban, vagy áramlási holtterekben halmozódnak fel, amiből következik, hogy a kőolajmigrációval kapcsolatba hozható szulfát mennyisége nem lehet jelentős. Márpedig a budai melegforrásokban természetes úton felszínre kerülő szulfát mennyisége gipszben kifejezve több mint 1400 tonna/év. Ez a jelentős szulfátmennyiség sem migrációs, sem diffúziós átadásból nem származhat, és egyetlen logikusnak látszó magyarázat a kőzetekből való kioldódás lehet.

A nagy szulfáttartalom a D-i területrészt vizeinek jellemzője, és ez a területrész földtani felépítésében abban különbözik az É-itől, hogy az alaphegység felszínét nem felső triász, hanem középső vagy alsó triász képződmények alkotják, melyek alatt fekvő lagunáris tengeri perm sorozatban gipszes, anhidrites evaporitok jelenléte általános. Ismeretes, hogy az evaporitképződés során az anhidriteket a kálium- és nátriumsó kicsapódása követi, nemegyszer ritmikusan váltakozva.

Mindezekből következik, hogy a D-i terület vizeinek vegyi sajátága a perm képződményekből való folyamatos kioldódással logikusan és minden nehézség nélkül levezethető.

A D-i vizek önálló karakterének illetően származása esetén fel kell adni a karszttározóra vonatkozó klasszikus elképzelést, és magyarázatot kell adni arra, hogyan juthat a karsztvíz mélyen a karsztosodott zóna alá, de különösen hogyan kerül a több mint 100 m vastag szigetelő alsó triász agyagmárga aleurit sorozat alatt levő, felszínen soha nem fekvő, tehát soha nem karsztosodott karbonátos perm képződményekbe.

A tároló típusa

Az irodalom egységes állásfoglalása szerint a budapesti hévizek a karbonátos triász alaphegység karsztosodott tároló képződményeiből származnak. A nem karsztosodott repedezett kőzeteket nem tekintették tárolónak. BÖCKER T. (1975) hívta fel a figyelmet a különböző résméretek fontosságára, SCHMIEDER A. (1970) pedig a hidraulikailag mértékadó résméretet egy mm-nél kisebbnek határozta meg a középhegység karszttárolójára vonatkozóan. A karsztvíz mozgásterének azonban csak a karbonátos tömeg legfelső néhány száz m vastag övezetét tekintették.

A nagy vastagságú, teljes kifejlődésben közel 3000 m vastag karbonátos tömeg réseloszlásáról alig van közvetlen megfigyelésből származó adatunk. A Budaörs 1. sz. szerkezetkutató fúrásban a dolomit felszínétől 900 m-rel mélyebben még vízbeáramlást lehetett kimutatni. A végig magvétellel mélyített fúrás maganyaga a fúrás idején kompakt, kemény, gyengén repedezett kőzetanyag volt. Másfél évtizedes tárolás során a maganyag 50–100 m-es szakaszonként szétesett, de 20–30 m-es szakaszokban a kompakt kőzetanyag épen maradt. Mindez azt mutatja, hogy a kb. 1200 m vastag kőzetanyag szakaszosan zónásan repedezett volt. Szakaszos repedezettséget lehetett kimutatni a Budajenő 2. sz. szerkezetkutató és a népliget-i kutatófúrás alaphegységi szakaszában is. A vizsgálati tapasztalatok szerint a karbonátok szemcseméretének csökkenésével a repedezettségre való hajlam csökken, és a szemcseméretek növekedésével a repedezettségre való hajlam fokozódik. A mészkövek és dolomitok között levő különbségekből következően a mészkövek jól karsztosodnak, ugyanakkor a regionálisan figyelembe vehető hézagterfogatok, valamint víztároló kapacitásuk kicsi, és áteresztő képességük is csak vonal mentén jelentős. Ezzel szemben különösen a durvaszemcsés dolomitok triortogonálisan térbelileg dúsan repedezettek, hézagterfogatok és víztároló kapacitásuk a mészköveknél nagyobb. Külön figyelmet érdemelnek a Budai-hegység tűzköves és tűzkölencsés dolomitjai, mert repedezettségre kevésbé hajlamosak és rossz vízvezető képességűek. Azokban a kovasav jelentős része finoman elosztott állapotban van jelen, ezért a kőzettípus szívós, nehezen repedezik és a kőzetoldódásnak ellenáll.

Mindezekből következik, hogy a vastag, változatos kőzetszerkezetű és szemcseösszetételű tűzköves képződményekkel és márgasorozatokkal tagolt karbonátos tömeg kompressziós igénybevétel hatására szakaszosan repedezett, és a dúsan repedezett övezetek rendkívül bonyolult térbeli kényszerpálya-rendszeret alkotnak. Ezek a kényszerpályák nemcsak lehetővé teszik a csapadékvíz nagyobb mélységbe való lejutását, hanem a vizet zárt pályákra kényszerítik, mert a kevésbé repedezett vízrekesztő szakaszok elzárják a már leszivárgott víz felfelé áramlásának az útját mindaddig, amíg valamely fő szerkezeti öv {mentén a kőzettömeg folytonosságának megszakadása a le-szorítást meg nem szünteti.

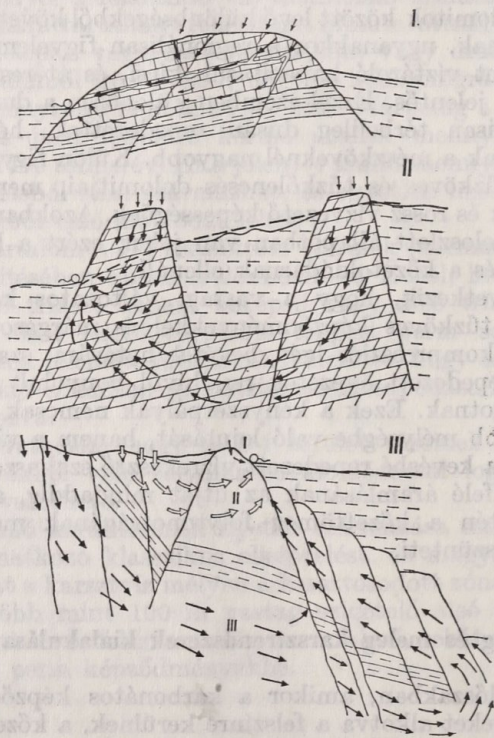
Hideg és meleg karsztrendszerek kialakulása

Minden olyan időszakban, amikor a karbonátos képződmények térszíni magasságkülönbségeket alkotva a felszínre kerülnek, a kőzet repedéseiben és karsztos üregeiben a csapadékvíz közvetlenül beszívárog, majd az erózióbázis közelében források formájában felszínre kerül. A különböző méretű rések

szóródásának megfelelően, a különböző időtartamú tárolástól függően a források szakaszos késleltetéssel szolgáltatják a karsztrendszeren átáramló csapadékvizet. Az ilyen karsztrendszerekben a beszivárgást követően a horizontális (lejtő menti) irányú áramlás dominál, típusos hideg karsztforrásokat szolgáltatva az évi átlagos középhőmérsékletnek megfelelő vízhőmérséklettel. Ilyen típusú karsztforrások olyan, nagyobb összefüggő karsztterületeken erednek, ahol a karsztos területet nem szakítják meg köztes medencék. Ahol a mélybeszivárgás lehetősége korlátozott vagy a beszivárgott csapadék csak részben tud eláramlani, szintén megvan a típusos hidegkarszt-képződés lehetősége.

A legfontosabb alapfeltétel az, hogy különösen jó horizontális vízvezető képességű járatrendszerek legyenek jelen, és így a gyors elvezetés következtében tartós vízszintkülönbség, tartós tárolódás nem alakulhat ki. Mindezekből következik, hogy az ilyen típusú karsztrendszerek elsősorban vastagabb és jelentősebb térszíni különbségeket alkotó mészkövekben fordulnak elő (4. ábra).

A nagy tárolóképeségű, dúsan repedezett, de karsztjáratokat alig tartalmazó, elsősorban dolomitos közettömegekben a beszivárgó csapadékvíz nem tud gyorsan oldalirányba eláramlani, és az alatta levő résrendszerekben tárolt víztesten nyomásanomáliát hoz létre. A nyomásanomália hatására a megnövekedett függőleges gradiens kiegyenlítésére függőleges vízáramlás, vagyis mélybe szivárgás is bekövetkezik, és az erózióbázis közelében jellegzetes langyos források jönnek létre, jól definiálható tartós alapvízhozamokkal.



4. ábra. Az áramlási rendszerek típusai karsztos, repedékes tárolókban
 Fig. 4. Types of flow systems in karstic, and flisures reservoirs

Nagy karbonátos kőzetvastagság, változatos kőzetszerkezet és kompressziós igénybevétel hatására kialakult kényszerpályák esetén (ha a felszínen levő karsztos karbonátos kőzettömeg folytatásaként olyan mélybe került karbonátos tömegek is előfordulnak, melyeket vastag vízrekesztő képződmények fednek) jellegzetes hévízáramlási rendszerek alakulnak ki.

A mélybe került elfedett karbonátos tömegben a geotermikus felfűtés hatására bekövetkező térfogatsúly-csökkenés miatt eleve felfelé hatoló vízáramlás indul meg. Zárt rendszer esetén ez az áramlás olyan cirkulációs vízmozgássá alakul, amelynél hévforrás természetes körülmények között ki sem alakul, mert a felszín közelében fokozatosan lehűlő víz megnövekvő térfogatsúlya következtében a mélység felé fordul.

Ha a medence alatt elfedett karbonátos tömeg a felszínen levő karsztos tömegekkel van szerves kapcsolatban, akkor a felmelegedő és felfelé emelkedő víz helyébe a hideg karsztból újabb áramlik, s ezáltal a beszivárgó csapadékvíz részben vagy egészében mélybe áramlik és a hévforrások utánpótlódását szolgáltatja. Egyidejűleg a hidrosztatikus nyomáskülönbségből következően a nyomás gradiens miatt egyszerűen a vízszint- ill. nyomáskülönbségből eredően is létrejön az áramlás, így az eredetileg geotermikus rendszer hidrodinamikus vezérlésűvé válik. Ezért az ilyen rendszereket *hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlási rendszereknek* nevezhetjük el, röviden *hidrogeotermikus rendszer*.

A fentieknek megfelelően a hasadékos kőzetekben az áramlási rendszerek három fő típusa ismerhető fel:

I. Tipikusan karsztos, horizontális-hidegvízű áramlási rendszer.

II. Sekély áramlásos karsztos langyos vízű rendszer.

III. Hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlási rendszer.

Az I. típus kizárólag karsztos, a II. elsősorban karbonátos karsztos, ritkábban más, repedezett tárolókőzetekben is kialakulhat.

A III. típus nem feltétlenül karsztos, bármely repedezett tárolóban kialakulhat, mint ahogy ilyen rendszereket gránitokban, ill. magmás repedezett tárolóból is ismerünk, pl. Jugoszláviából Banskó környékéről.

A Dunántúli-középhegységben a II. típusú áramlási rendszerek, vagyis a langyos karsztforrások dominálnak. Jellegzetes II. típusú rendszerek kisebb mennyiségben, III. típusú hidrodinamikus vezérlésű áramlási rendszer pedig csak Budapest és a Hévízi-tó környezetéből ismeretes.

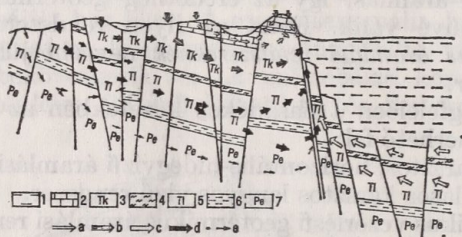
A budapesti hévizek áramlási rendszere

A budapesti hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlási rendszer típusjellegei jól felismerhetők, mégis különleges esetnek tekinthető, mert egy sekély áramlásos karsztos, langyos vízű rendszerrel hidrodinamikai kapcsolatban levő ikerrendszert alkot.

A jelenség magyarázata a hidrogeológiai körülményekben rejlik. A Velencei-hegységtől DNy-ról ÉK felé haladva az alaphegység felszínét paleozóos, majd monoklinális elrendezésben egyre fiatalabb triász képződmények alkotják. A Budai-hegység D-i szárnyán alsó és középső triász, az É-i szárnyon és a Pilisben felső triász képződmények alkotják az alaphegység felszínét. A felső triász képződményekben szivárgó csapadékvíz a mélység felé haladva a tűzköves tagokon és a raibli márgasorozaton már nem tud áthatolni, és általában a középső triász dolomitban csak minimális mélységre hatolhat. Ezért itt, az É-i

részen jellegzetes langyos vízü áramlás alakult ki, a mélybe zökkent medence-
 üledékekkel elfedett tárolóban azonban a III. típus felé hajló jellegek is felis-
 merhetők. Ezzel a hidrogeológiai helyzettel összhangban van az É-i terület és
 forrásvizeinek vegyi jellege, a típusos karsztvízzel való nagyfokú hasonlósága, a
 vizek hőmérséklete és az ismert áramlási körülmény.

A Budai-hegység D-i részén a felső triász képződmények a letarolódás követ-
 keztében gyakran hiányoznak. Ennek megfelelően középső triász, ladini diplo-
 pórás dolomit vagy elvéve alsó triász sejtés dolomit van a felszínen. Az ezekbe
 beszivárgó csapadékvíz oldalirányban lefelé hatolva a karni vízrekesztő képződ-
 mények alá kerül, és mély áramlásra kényszerül, miközben a permii képződmé-
 nyekbe is behatolva jellegzetes hidrodinamikus vezérlésű geotermikus áramlási
 rendszerként működik. A mélybe szivárgó víz a permii evaporitos üledékekből
 szulfátokat és kloridokat old ki. A típusos repedezett tárolóban a vízmozgás
 lassú, és a lassú mozgás mélyre hatolással párosulva megfelelő geotermikus fel-
 fűtést biztosít. Könnyű belátni (5. ábra), hogy a kétféle áramlási rendszer
 a terület egy részén egyidejűleg, egymás fölött emeletes ikerrendszert alkotva
 működik.



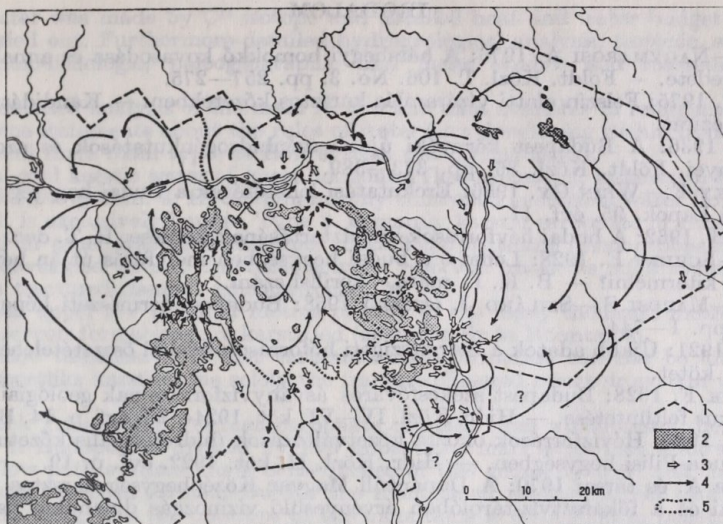
5. ábra. A budapesti emeletes hévízáramlási rendszer elvi vázlata 1 = vízrekesztő medenceüledékek; 2 = nóri földolo-
 mit és dachsteini mészkő; 3 = karni dolomitsorozat; 4 = vízrekesztő karni márga, (raiblti) márgás mészkő; 5 = középső
 triász, főleg ladini diplopórás dolomit; 6 = alsó triász vízrekesztő agyagmárga-sorozat; 7 = karbonátos, lagunáris
 felső perm, a = tipikus karsztvízáramlás; b = sekély áramlás a karni sorozatban; c = a medencealjzat felől visszaka-
 nyarodó mélyáramlás; d = mélyáramlás a középső triász sorozatban; e = mélyáramlás a permisorozatban

Fig. 5. Sketch of thermal water flows at several vertical levels in Budapest

1 = aquiclude basin sediments; 2 = Noric dolomite and Dachstein limestone; 3 = Karnian dolomite series; 4 =
 aquiclude Karnian marl, (Raiblti) marly limestone; 5 = Middle Triassic, mainly Ladinian diploporic dolomite; 6 =
 Lower Triassic aquiclude clayey marl series; 7 = Carbonaceous Upper Perm with lagoon conditions a = typical karst
 water flow; b = shallow flow in the Karnian series; c = deep flow returning back from the basement; d =
 deep flow in the Middle Triassic series; e = deep flow in the Permian series

A vázolt hipotézis alapján a közelmúltban mélyített Alesútdoboz 2., Diósd 1.
 és Vál 1. számú fúrásokban a permii sorozatba behatoló mélyáramlás bizonyítást
 nyert. Alesútdobozon a középső triász dolomitból és az alsó triász több mint
 100 m vastag vízrekesztő agyagpala aleurit sorozata alatt felső perm evaporitos
 dolomitokból egyaránt sikerült vizet termelni. A mélyben áramló víz jelenléte a
 váli fúrásban a szigetelő alsó triász képződmények alatt harántolt típusos permii
 evaporitokban kimutatható volt, és a kőzetmintákon az oldódási üregek jól fel-
 ismerhetők. Ugyancsak mélybeli áramlás van és mélybeli oldódásra utaló ürege-
 ket találtunk a Diósd 1. sz. fúrás alsó triász vízrekesztő sorozata alatt levő
 karbonátokban.

A vázolt áramlási rendszerek térbeli helyzete izotópvizsgálatokkal, hidraulai-
 kai, geotermikus és vízháztartási számítások segítségével felrajzolható (6.
 ábra). Bebizonyosodott, hogy a Budai—Pilis-hegység területén a karbonátos
 felszínen beszivárgó csapadékvíz teljes mennyiségében a mélységbe szivárog,
 ezért jellegzetes karsztforrások a területen nem is fordulnak elő. A beszivárgó
 csapadékvíz biztosítja az áramlási rendszer működéséhez szükséges vízutánpótl-



6. ábra. A karsztvizek áramlási irányai a piezometrikus gradiensek vízszintes komponenssel alapján (1975. I. 1-i állapot). Szerk.: DR. ALFÖLDI LÁSZLÓ (1975), számította: LORBERER ÁRPÁD.

1 = A középhegységi kifejlődésű mezozoós képződmények felszín alatti határa (összevonva); 2 = Mezozoós és eocén karsztos képződmények a felszínen; 3 = A kutak adatai alapján számított áramlási irányok; 4 = A karsztvízszint-térkép és az alaphegység szerkezete alapján becsült áramlási irányok; 5 = A legfontosabb felszín alatti vízgyűjtők határa

Fig. 6. Karst water flow directions by the horizontal components of piezometric gradients on 1st January 1975. Ed. by DR. LÁSZLÓ ALFÖLDI (1975), calculated by ÁRPÁD LORBERER

1 = subsurface boundaries of mountainous Mesozoic formations (contracted); 2 = Mesozoic and Eocene karstic formations on the surface; 3 = flow directions calculated from the data of wells; 4 = flow directions estimated by the karst water level map and the structure of the base; 5 = boundaries of the most important subsurface catchment areas

lódást, olyannyira, hogy a teljes mennyiség kb. 30%-a természetes körülmények között a sárisápi, esztergomi és ebédi langyos forrásokat táplálta, vagyis Ny, ÉNy felé távozott a hegységből.

A beszivárgási területről a fúrásokig a vízmolekula hosszú utat tesz meg, kb. 12–18 ezer évig tartózkodik a felszín alatt, így a regionális áramlási sebesség általában dm/év nagyságrendű lehet. Természetesen a fő szerkezeti övek gyűjtő-csatornáiban ennek többszöröse is előfordulhat.

Összefoglaló következtetések

A budai forrásrendszer vizének karszteredete kétségtelen. Az áramlási rendszer vázolt működése az összes jellegkülönbségeket logikusan indokolja és nincs szükség más utánpótlódási lehetőségek feltételezésére. A rendszer hatalmas kiterjedése következtében egyéb tényleges és potenciális vízutánpótlódás lehetősége fennáll. A szigetelő közöttömeg átteresztő képessége függőleges irányban sohasem nulla. A szerkezeti összekapcsolódás lehetősége különösen a mély övezetekben valószínű, ráadásul a migrációs és konszolidációs vízátadás lehetősége sem tagadható. Mindezen járulékos utánpótlódási lehetőségek együttes mennyisége legfeljebb néhány százalékos lehet, és kimutathatósága ma még vizsgálataink hibahatárain belül marad. Erős mesterséges beavatkozás hatására fellépő egyensúlyváltozás következtében potenciális utánpótlódási lehetőségek aktivizálása, más rendszerekből való vízelvonás az egyébként járulékos utánpótlódási elemek arányának növekedését okozhatja.

IRODALOM

- BÁLDI T.—NAGYMAROSI A. 1976: A hárshegyi homokkő kovasodása és annak hidrotermális eredete. — Földt. Közl. T. 106. No. 3. pp. 257—275.
- BÖCKER T. 1975: Felszín alatti vízáramlás karsztos kőzetekben. — Kandidátusi disszertáció. Kézirat.
- CSÍKY G. 1936: A Budapest környéki újabb szénhidrogénkutatások és azok földtani eredményei. Földt. Közl. 86, pp. 373—389.
- HORUSITZKY F.—WEIN Gy. 1956: Erckutatási lehetőségek a Budai hegységben. — Bányászati Lapok, 95. évf. 11.
- KESSLER H. 1962: A budai hévforrások vízháztartásának kérdése. H. T. dec. 22—23.
- KÜHN I.—SCHERF E. 1928: Lehet-e a budai hegységben mélyfúrás útján hévizeket feltárni és kitermelni? — B. K. L. márc.—áprilisi szám.
- PÉCSI M.—MAROSI S.—SZILÁRD J. (szerk.) 1958: Budapest természeti képe. — Akad. Kiadó, pp. 1—744.
- SARLÓ K. 1921: Újabb adatok a margitszigeti hőforrások kémiai összetételéhez. — Hidr. Közl. I. kötet.
- SCHAFARZIK F. 1928: Budapest székesfőváros ásványvízforrásainak geológiai jellemzése és grafikus feltüntetése. — Hidr. Közl. IV—VI. köt. 1924—26. évf. p. 14. Bp.
- SCHERF E. 1928: Hévízforrások okozta kőzetváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Buda-Pilisi hegységben. — Hidr. Közl. II. köt. 1922. évf. p. 19.
- SCHMIEDER A. és társai 1970: A Dunántúli Magyar Középhegység karsztos vízföldtani viszonyai és a főkarsztvíz-tárolóban érvényesülő vízmozgás dinamikai paraméterei. BKI jel.
- SCHRÉTER Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a budai hegyekben. M. Földt. Int. Évk.
- SZABÓ J. 1857: A budai meleg források földtani viszonyairól. — Term. Tud. Társ. Évkönyvei III. köt. Pest.
- VENDL M.—KISHÁZI P. 1964: Összefüggések melegforrások és karsztvizek között a Dunántúli-középhegységben megfigyelt viszonyok alapján. — MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl.
- VITÁLIS Gy.—HEGYI I.-NÉ. 1974: Hidrotermális kőzetváltozások a Dunai andezithegységgel határos dolomitterületeken. Hidr. Közl. 12. sz. p. 562—569.
- WERNERIUS (Georgicus) Basel 1549: De admirandis Hungariae aquis hypomnematum, addita tabella lacus mirabilis ad Cirknitz.
- WESZELSZKY Gy. 1928: A budapesti ásványos vizek vegyi viszonyai. — Hidr. Közl. VI. köt. 1924—26. évf. p. 27. Földt. Közl.
- ZSIGMONDY V. 1879: A városligeti artézi kút Budapesten. IX. köt. p. 128.

ORIGIN OF THE BUDAPEST THERMAL WATERS

by

László Alföldi

Summary

It is known more than 120 natural springs exist along the Danube in Budapest which are yielding water directly or indirectly from karstified Triassic formations. Springs issuing thermal water are occurring at the intersection of the lowland area and the mountain along a narrow structural zone whereas lukewarm reach of the Danube. Water temperature of the lukewarm springs are of 20 to 30 centigrades whereas that of the thermal water springs are changing from 35 to 60 °C.

Within the basin surrounding the Buda Mountains at a distance of about 40 kms from the Danube a project was planned with the objective of coal mining from a deposit overlying directly Triassic carbonate formation but occurring deeply below the static karstic water level. The anticipated mining operation can be realized only by intense drawdown of karstic water level carrying out by drastic water withdrawal. There is some worry about the possible drying up of thermal springs in Buda as a consequence of the lowering of regional karstic water level due to the dewatering process. The solution of this problem was possible only through wideranging complex studies including the check of all important scientific statements revealed in the literature. Studies were carried out for the determination of rock — water interaction by spectroscopy, X-ray diffractometer, thermal process, analytical methods. Measurements of gas content were made by gas chromatography; the stable isotope composition, deuterium, O^{18} , C^{13} was studied. Dating

of the water was made by C^{14} isotope and detailed heat and water budget calculations were carried out. Furthermore detailed hydrogeological analysis, tectonic, stratigraphic, petrographic-lithologic, paleogeographic and facies studies and reassessments were made.

After detailed analysis of the main results and data available in references the author makes some statements about the rules of water flow developing within fractured aquifer systems and three main types of flow system was distinguished.

1. Typical cold karstic water of quasi horizontal flow system. 2. Lukewarm karstic water of shallow flow system. 3. Hydrodynamically controlled geothermal water flow.

Type 1. is exclusively karstic, Type 2. is mainly karstic carbonate or rarely it may be developed in other fractured reservoir rocks Type 3. is not unconditionally karstic, it may be developed in any fractured-jointed reservoir rocks as such systems are well known in fractured-fissured igneous rocks too.

Only the upper few hundred metres portion of the many thousand metres thick carbonate reservoir formations are karstified (as in the Buda Mountains).

The entire thickness of a vast carbonate rock formation can not be karstified and below a sheetlike karstic zone solely the fracturedfissured reservoir system will be developed.

The thick Triassic and Permian carbonate complex from which many thermal springs originate in Budapest is divided by two impervious marl series into a karstic and two fissured flow path systems. As a consequence of this geometry a storied thermal water flow system has been formed. Due to the monoclined position of the path stories the water infiltrating into the outcrops of the mountains is compelled to penetrate into the deep substratum of the basin as a bypass flow turning around the deep rooted structure of thermal springs from two sides.

On the base of piezometric gradients calculated from data measured in thermal water wells and taking into consideration of all analytical results, the thermal water flow system of Budapest can be delineated. The two-component lobed flow pattern is the result of geologic conditions. In the northern region Upper Triassic formations are outcropping and therefore infiltrated water can reach only the impervious Raibler marl series and a relatively shallow flow system will be developed and as a consequence, this is a zone for lukewarm karstic waters. In the southern region the infiltrating water penetrate through the Middle and Lower Triassic formations below the Raibler marl and this deep-flow system occur even within the Permian formations too. In this region a typical deep thermal water flow system was developed.

Water movement is slow within this typical fractured reservoir (flow velocity is only decimeter/year) and since it is accompanied by slow descension, an effective geothermal heating will be taking place. This continuous geothermal heating process will supply energy of motion for the system, although, this geothermally-driven circulation will be governed by the dynamically variable karstic water levels which are affected by the recharge. For this reason the thermal water flow system of Budapest is assumed to be a storied geothermal twin flow system which is hydrodynamically governed.