



Huszonegy napos leszívás kísérlet Sebes forráson – Erózióbázis alatti víztárolás a karsztban, Bükk hegység.

Írta (1964) és átdolgozta (2016) George L Seymour, M.Sc. (korábban Szabó László György)

Consulting Exploration and Economic Geologist, Hydrogeologist
copperweed@primus.com.au

Published under Creative Commons License [Attribution 4.0 International](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Brisbane, Qld, Australia, 2016

Summary

Twenty-one day drawdown test at Sebes spring – Water conservation in the karst under the base of erosion – Bükk Mountains, Hungary.

Written (1964) and reviewed (2016) by George L Seymour, M.Sc.
(Known formerly as László György Szabó)

Climatic changes in the Quaternary period have resulted in significant fluctuations of oceanic levels causing periodic alternation of erosion and sedimentation on the lands. During and after the termination of the last, Würm glacial period the sea level raised up to 125 meters. This raise is manifested in the karstic Bükk Mountains by deposition of fluvial sediments; up to 45 meters of travertine in the Upper Szinva valley and detrital deposits up to 20 meters at Szinva spring, Lillafüred, and 23 meters in the surroundings of New Well at Miskolc- Tapolca. The deposition of travertine is dated by rich mollusc fauna extending from the closure of Pleistocene well into the Holocene.

In the valleys the local base of Present erosion lies at the highly elevated surfaces of sedimentary fills, which buried the springs that had been active and issued to the open valley floors during the Würm glacial period. The subsequent deposition of valley fills have blocked or significantly reduced the discharge of buried karstic springs and raised therefore the level of saturated zone adding significant volumes to the available natural storage space between the present and deep seated, historically previous bases of erosion that had been active during the Würm glacial period. This extra water in storage is capable of mediating the extreme fluctuation of karstic discharge, and can also be available to increase the output of springs in the low yield periods at the expense of high yields that run off disused during the recharge period.

Long term extraction test of 21 days duration conducted on Sebes spring was undertaken to test the dimensions of storage between the present and Würm bases of erosion and to estimate the hydraulic parameters of the karstic aquifer of Sebes spring. The test was carried out during the period of minimum discharges at a constant extraction rate of $357 \text{ m}^3/\text{day}$, about ten times of the dominant low yield. The test has exposed the karstic storage to 5.84 meters depth below the local base of erosion, and yielded T transmissivity at $68.56 \text{ m}^3 / \text{m} / \text{day}$ and storage coefficient S at 0.0086 m^3 of water / m^3 of limestone. The test has not revealed the full depth of effective storage.

With maximal drawdown to 5.84 m in the observation bore, Sebes spring offers annual safe withdrawal at $250 \text{ m}^3/\text{day}$ ($1,750 \text{ m}^3/\text{week}$ or 173.6 l/min) all year round with good probability.

Összefoglalás

A Negyedkor klímaváltozásai során beállott óceáni vízszint ingadozások következtében a kontinensek letarolását szárazföldi üledékciklusok szakították meg. A legutóbbi, Würm eljegesedés befejezését követő, mintegy 125 méter magas tengerszint emelkedést vegyi és törmelékes folyóvízi üledékek lerakódása nyilatkoztatja ki a Bükk hegységi régióban, nevezetesen 45 méter vastag mésztufa lerakódás Lillafüreden, törmelékes üledékek 20 méter vastagságban a Szinva forrásnál, valamint 23 méter vastagságban a Miskolc- tapolcai Új Kút környezetében. A mésztufát gazdag csiga faunája a Pleisztocén végétől a Jelenbe datálja.

A Jelen helyi erózióbázisa a feltöltődés felszínén, magasán a Würm eljegesedés egykori erózióbázisa felett foglal helyet. A feltöltődésben eltemetve helyezkednek el a Würm eljegesedés befejezése előtt aktív és a nyitott völgytalpra kiömlő karsztforrások. A karsztforrások eltemetése és vizeik azzal járó visszaduzzasztása felemelte a karszt telített zónájának szintjét és növelte hatékony tárolókapacitását további természetes víztárolást teremtve a Jelen erózióbázisa alatt, a karszt belsejében. A tárolásba került új vízmennyiség mérsékeli a karszt vízhozamainak rendkívüli szélsőségeit, és rendelkezésre állhat az alacsony hozamú időszak vízhozamainak figyelemre méltó fokozására a feltöltődési időszak magas, felhasználatlanul elfolyó hozamainak terhére.

A Sebes forráson végrehajtott hosszú időszakos, 21 napig tartó vízkivételi kísérlet célja a jelen és Würm erózióbázisok között kialakult víztároló kapacitás dimenzióinak vizsgálata, valamint a karszt hidraulikus paramétereinek meghatározása volt. A karszt minimális vízkibocsátásának időszakában, a forrás alacsony hozamainak nagyjából tízszeresén, $357 \text{ m}^3/\text{nap}$ állandó vízkivételi rátán végrehajtott kísérlet feltárta a Sebes forrás hatáskörében az erózióbázis alatti tároló teret 5.84 méter mélységig, valamint meghatározta a karszt áteresztő képességét, $T = 68.56 \text{ m}^3 / \text{m} / \text{nap}$ és tároló kapacitását, $S = 0.0086 \text{ m}^3$ víz / m^3 mészkő ércekben. A kísérlet nem tárta fel a hatékony tároló teljes mélységi kiterjedését.

A megfigyelőkútban 5.84 méterig terjedő leszívás mellett napi 250 m^3 ($1,750 \text{ m}^3/\text{hét}$, 173.6 liter/perc) vízkivétel jó valószínűséggel elérhető éves viszonylatban.

Contents

| | |
|---|----|
| Huszonegy napos leszívás kísérlet Sebes forráson –..... | 1 |
| <i>Summary</i> | 1 |
| <i>Összefoglalás</i> | 2 |
| 1. BEVEZETÉS | 5 |
| Ábra 0. Árvizek útja az István barlangban..... | 6 |
| 2. Történelmi háttér | 9 |
| 3. Munkahipotézis..... | 12 |
| Megfigyelések és feltevések..... | 12 |
| Ábra 1a. Meredek dőlésű kiemelkedett karszt hidrogeológiai egységei és a karsztvízszintek | 12 |
| Ábra 1b. Leszálló zóna leereszkedő csapadék hullámmal..... | 13 |
| Ábra 1c. A telített zóna emelkedett karsztvízszintje csapadék beszívargás után. | 13 |
| Ábra 2a. A Pleisztocén utóbbi öt glaciális ciklusaihoz kapcsolt tengerszintek..... | 15 |
| Ábra 2b. Soltész akna, mésztufában eltemetett és mésztufával kitöltött forrásbarlang..... | 16 |
| Ábra 3a. István oldal barlangüregei és Negyedkori erózióbázisai..... | 17 |
| Ábra 3b. Az István oldal és T-1, valamint Nv-17 fúrások Pleisztocén eróziós szintjeinek korrelációja | 18 |
| Ábra 4. Az erózió bázis alatti és feletti karsztvízrendszerek nyomás viszonyai és hidrodinamikája | 19 |
| Ábra 5a. Az István és Istvánlápai barlangok hidrológiai összefüggése, a mésztufa feltöltés által visszaduzzasztott és az árvízi karsztvízszintek, valamint a Jelen, Mindel és Würm erózió bázisok Lillafüred térképében. | 22 |
| Ábra 5b. Erózióbázisok és visszaduzzasztás a Felső- Szinva völgyben, az István rendszer két alsó, történelmi forrásbarlangja, három legfiatalabb erózióbázis és Jelen kori völgyfeltöltés, (Jelmagyarázat a 4a. Ábrán) | 22 |
| A munkahipotézis | 23 |
| Ábra 6. Garadna és Sebes források hozamainak kivétele Lillafüreden vízszintsüllyesztés alkalmazásával . | 24 |
| 4. Sebes forrás | 25 |
| Ábra 7. Sebes (Huba) forrás (Északról nézve) és D-É-i szelvénye..... | 25 |
| Ábra 8. Depressziós fél-tölcsér a Sebes forrás vízkibocsájtó pontja körül (sematikus ábrázolás) | 27 |
| Ábra 9. Sebes forrás topográfiai vízgyűjtő területe (Szabó et Al, 1966.) | 27 |
| Ábra 10. Sebes- forrás hozamának évi eloszlása | 28 |
| 5. Elméleti alapok | 29 |
| Hazai viszonyok..... | 29 |
| Nyugati klasszikus ismeretek | 29 |
| Cooper és Jacob analitikai módszere | 29 |
| Néhány alapfogalom..... | 31 |
| Ábra 11. T, K és Gradiens grafikus definíciói | 32 |
| Ábra 12. Hidraulikus izotrópia és anizotrópia | 33 |

| | | |
|-----|--|----|
| 6. | A kísérlet műszaki kiépítése..... | 34 |
| | Ábra 13. A kiépített szivornya rendszer | 34 |
| 7. | A kísérlet végrehajtása és első eredményei | 36 |
| | Hozam- és vízszintmérés eszközei | 36 |
| | Ábra 14. Rókasíp - Fox Whistle - szerszán a fúrólukban észlelt vízszint mérésére..... | 37 |
| | Leszívás..... | 37 |
| | Feltöltődés..... | 38 |
| 8. | A kísérleti adatok értékelése | 39 |
| | Leszívás..... | 39 |
| | Ábra 15. A kísérlet során észlelt vízszintsüllyedések értékelése..... | 39 |
| | Feltöltődés..... | 40 |
| 9. | Megállapítások és következtetések | 42 |
| | Ábra 16. Sebes forrás - A tényleges vízkivételi kísérlet eredményeinek extrapolációja a teljes hidrológiai évre. | 43 |
| | Ábra 17a. Kis vízhozam mellett, 21 héten keresztül 2,500 m ³ /hét víz kivételét igénylő vízszint süllyedés a tényleges kísérleti adatok alapján – Előrejelzés | 44 |
| | Ábra 17b. Theis típusgörbéje, szintén szemlélteti a vízszint süllyedését az idő függvényében, egyenletes leszívás hatására..... | 45 |
| | Ábra 18. Hidegkarszti telített zóna és alatta fekvő mélykarszt áramlásai – Hidrológiai szelvény Bánkút – Diósgyőr - Egyetemváros között. | 45 |
| | Tábla 1. Δs számított értékei különböző Q vízkivételi rátákhoz | 46 |
| | Ábra 19. Számításba vehető vízkivételi ráták interpolált adatai - összefoglalás..... | 47 |
| | Ábra 20. Sebes forrás - A leszívás (s) időtartamának becslése -5.84 méterig a vízkivétel (Q) mértékének viszonylatában Q = 1,750 m ³ /hét és Q = 2,100 m ³ /hét hozamokkal | 48 |
| 10. | Köszönetek..... | 50 |
| 11. | Irodalom..... | 51 |
| | Appendix 1 - „Y” völgyi sózás | 55 |
| | Appendix 2 - Fenyvesréti sózás. | 57 |
| | Appendix 3. - Sebes forrás vízhozamai. | 58 |
| | Appendix 4. - Cooper – Jacob módszere..... | 60 |
| | Appendix 5 – A mésztufa csiga faunája | 74 |
| | Appendix 6 – A vízkivétel változatai | 77 |

1. BEVEZETÉS

A karszt természetes tárolókapacitásának tudatosan víztárolásra történő felhasználása az 1960-as évek kezdetétől foglalkoztatta a Bükk hegység karsztkutatóit. Ennek oka a gyorsan növekvő Miskolc város hagyományos módszerekkel megoldhatatlannak tűnő vízellátási gondjai voltak.

A Szerző és kutató csoportja felismerte azt, hogy rendkívül nagy természetes tárolókapacitások állnak rendelkezésre a karszt vízvezető interstíciákban, a karsztforrások alacsony hozamaihoz tartozó regionális, és a csapadékos évszakok magasan felduzzadt karsztvízszintjei között.

Azonban a barlangi tapasztalatok, az 1958. évi karsztárvíz során végzett megfigyelések (Láner, O., et Al, 1958), valamint Schréter megfigyelései (1954, p. 35) azt mutatták, hogy a helyi erózióbázison és felette a karszt csaknem valamennyi tárolásra és vízvezetésre alkalmas járata és repedés rendszere a felszínre nyitott, és ezek a nyílások gyorsan lecsapolják a nagy hozamokat és árvizeket befogadó karsztos tárolókapacitásokat. Ugyanarra a sorsra jutna az erózióbázis feletti karsztrezsimbe tudatosan, tárolás céljából betáplált, vagy visszatartott víz jelentős része is. A felszínre nyitott vízvezető hézagok nagy száma miatt a karsztvízrendszer erősen szivárog a tényleges erózióbázis felett, a nyílások felkutatása, kifolyás- és szivárgásmentes elzárása pedig gyakorlatilag megoldhatatlan elfogadható költséghatárokon belül. Valóban, ezt mutatta Tóth Géza (1982) a kis hozamú Imó- kő forráson végrehajtott visszaduzzasztási kísérlete. A forrás elzárását követően **"egymás után mosta ki a víz a forrásküszöb felett elhelyezkedő járatokat néhány cm-től több deciméteres átmérőig. Növekedett az elzárás pillanatában szárazzá vált** [egyébként víznyelőként működő - a Szerző megjegyzése] **patakmederben a karsztvíz forrás alatti vonalas feltörése"** (Tóth, G, 1982. p. 165). A kísérlet kiépítésében részt vevő Kutas Tamás közlése szerint (2014) a forrás elzárását követő vízszint emelkedéssel párhuzamosan cementelzárást igénylő vízfeltörés jelentkezett számos helyen az elzárt forrás szintje felett.



A feltárt aktív vizes barlangok vizes ágaiban észlelt szifonok sora és a járatok elárasztása okainak vizsgálata arra mutatott, hogy a völgyekbe torkoló ismert források vizei nem a szálban álló mészkő forrásbarlangjaiból ömlenek, hanem a völgyet feltöltő üledékes anyag mélységéből emelkednek a felszínre. A völgyet feltöltő üledékes anyag, mésztufa és agyagos törmelékes üledékek, valójában lefedi az aktív forrásbarlangokat, eltorlaszolja a barlang szabad kifolyását, és gyenge vízvezető képessége miatt visszaduzzasztja a vizet a barlangjáratokba.

Valóban, a magasan feltöltött völgyekben, valamint a karsztos hegységtömeg feltöltött előterében a karsztforrások csaknem mindegyike a helyi erózióbázis alól, a

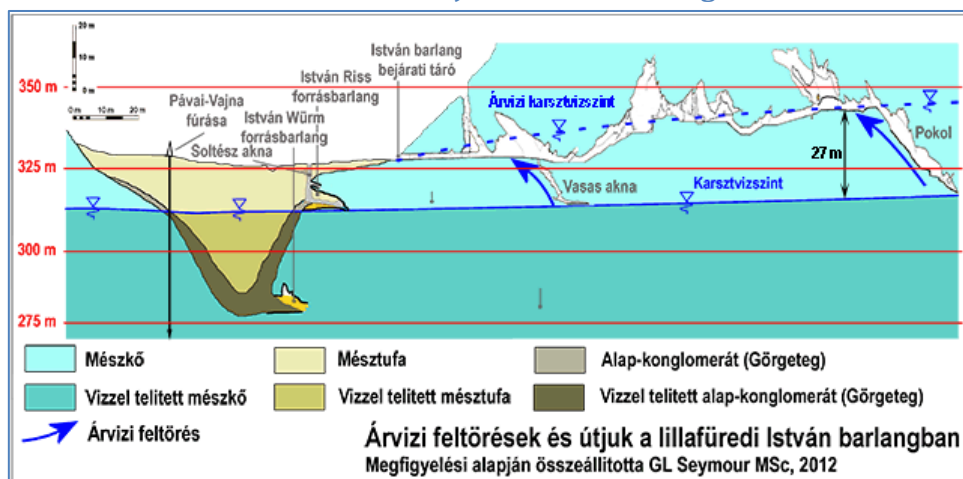
feltöltő anyag valami mélységéből emelkednek a felszínre. Ez arra utal, hogy az aktív forrásbarlangok a Jelen helyi erózióbázisa alatt, a mélyben helyezkednek el, a hideg vizes karsztosodás pedig szükségszerűen a szálkőzetbe vágott és eltemetett tényleges völgytalpak mélységéig terjed, ami Lillafüreden, a Palota Szálló építését megelőző geotechnikai fúrás tanúsága szerint 45 méter mélységben fekszik a mésztufa takaró alatt (Pávai-Vajna, F. 1929, p. 44).

A völgyeket feltöltő anyag akadályozza valami mértékben az eltemetett karsztforrások szabad vízkibocsájtását, ami szükségszerűen a víz arányos visszaduzzasztásához vezet a karszt belsejében. Az eltemetett forrásbarlangokból kiszivárgó víz általában a feltöltő üledék és szálkőzet határán emelkedik a felszínre, a vízkibocsájtás mértékét pedig a feltöltő, valamint a barlangot kitöltő anyag együttes vizeztető képessége és a forrás mögött felépült víztömeg magassága határozza meg Darcy törvénye alapján. A visszaduzzasztott víztömeg a karsztforrások szélsőséges hozamainak kiegyenlítésében kap szerepet. Valóban, a tipikus karsztforrások 100 - 100,000- szeres hozamingadozása például 38- szorosán csökkent a Szinva fő-forrás esetében, Léczfalvy (1970) napi hozammérései alapján.

A helyi erózióbázis alatt kifejlődött karsztos tárolókapacitás jelentős mélységi kiterjedése és abban a lillafüredi István barlang Pokol hasadékában évente gyakran 27 métert meghaladó amplitúdóval fluktuáló vízszint (lásd a megjegyzést alul) arra utalnak, hogy a Jelen erózióbázisa alatti karsztos tárolókapacitásnak fontos szerepe van a természetes víztárolásban és hozamingadozásban, ezért felhasználhatónak ígérkezik a vízkivétel maximalizálását célzó vízgazdálkodás kifejlesztéséhez is.

A Szerző személyes megfigyelései szerint magas és árvízi csapadékok követően a barlang Pokol nevű hasadékából rendszeresen felemelkedő víz elárasztotta a Fekete termet, az onnan Hangverseny terembe vezető tårót, és gyakran belépett a Hangverseny terembe. Árvízi csapadék esetében a barlangon keresztül folyt a Pokol hasadék vize, és egyesült a Vasas aknából emelkedő vízzel, majd a bejárat tåró ajtaján ömlött ki a szabadba.

Ábra 0. Árvizek útja az István barlangban



Ezekről a gondolatokról indult el 1961. évben a helyi erózióbázis alatti víztárolás lehetőségének és mértékének vizsgálata egy, a vizsgálatra alkalmas forrás - a Sebes forrás - kiválasztásával. Első lépésben a forrás éves hozamának meghatározása történt heti mérések segítségével az 1961 - 62 hidrológiai évben (Szabó, L. Gy, et Al, 1962), majd a forrás rendszerének vízvezető képességét és

tárolókapacitását mértük, valamint az erózióbázis alatti hatékony tárolókapacitás mélységének vizsgálatát végeztük el 1963 (Szabó, L. Gy) évben a jelen dokumentumban leírt vízkivételi kísérlet útján.

A Szerző politikai kényszerből történt külföldre távozása miatt az erózióbázis alatti víztárolás gondolata hibernálásban merült 1966. évtől a 2000-es évek elejéig. Ekkor a Bükki Nemzeti Park szakemberének, Ferenczy Gergelynek, egy korábbi barlangkutatóból vált földtani szakember figyelmébe ajánlotta a Szerző. Ferenczy válasza az volt, hogy Miskolc város vízellátási problémája megoldódott, attól függetlenül azonban a Nemzeti Park semmiképpen sem engedélyezné az erózióbázis alatti víztárolás alkalmazását vízellátás céljára az együtt járó évszakos vízszintsüllyedés és az ökológiai rendszer kapcsolódó változásai miatt (Ferenczy G, 2003). Figyelmét elkerülte az, hogy a Vízművek Miskolc- tapolcai és Szinva forrasi vízkivétele legalább 1962. évtől progresszív és jelentős vízszintsüllyesztéssel dolgoznak a mai napig olyannyira, hogy például az egykor bővizű Felső- Szinva patak forrásai jórészt elapadtak, manapság medre száraz az év nagy részében, ezért az idegenforgalom tekintetében fontosnak ítélt lillafüredi vízesést a Hámori tóból felpumpált vízzel kénytelenek működésben tartani. Ferenczy pontatlanul írta le Miskolc vízellátásának helyzetét is. Nem a vízellátás oldódott meg, hanem a diósgyőri vas-, acél- és gépgyárak lezárása miatt a város lakossága a felére csökkent. Következmenyeként az ipari és háztartási vízigény tekintélyesen visszaesett.

Az erózióbázis alatti víztárolás gondolatának jelen felelevenítését és az 1963. évi leszívási kísérlet értékelésének átdolgozását és jelen publikálását a Bükk hegységi karszthidrológiai kutatás jelen állapotának áttekintése váltotta ki. A revíziót Szegediné Darabos, E. et Al. (2014a) recens dolgozatának vizsgálata indította el azzal, hogy a bükki karsztvíz készlet számításához a Szerzők ténylegesen mért tárolókapacitások helyett spekulatív úton feltételezett értékeket alkalmaztak, ami a számított vízkészlet fogalmát hidrogeológiai spekulációvá fokozta le. A ténylegesen mért vízvezető képességet és tárolókapacitást tartalmazó egyetlen munka (Szabó, 1964) irattári példánya feltehetőleg elkallódott a Szakosztály és jogutódai könyvtáraiban, vagy pedig a Szerzők nem tekintették át az ott rendelkezésre álló anyagot.

Szegediné és társszerzői a karsztvíz készletbecslés újnak vélt módszerét kívánták ismertetni, amely a vízzel telített kőzet köbtartalmának és tárolókapacitásának szorzásával számítható. Nos, ez a módszer nem új, hanem rutinként alkalmazott az ásványi forráskészletek (természeténél fogva ide tartoznak a kőzetek réseiben tárolt folyadékok és gázok is) becslésében. A Golden szintvonalazó program Verzió 10 alkalmazása sem új. A Szerző tudomása szerint legalább Verzió 3 megjelenése, az 1980-as évek óta az ipar, beleértve a Szerzőt is, alkalmazta volumetrikus számításokhoz, és - többek között - előzetes készletbecsléshez is.

A dolgozat a készletszámítás szigorú szabályait is figyelmen kívül hagyva, lazán meghatározott adatokra épült. További problémája az, hogy több változatban került publikálásra az Interneten (2014a, 2014b, 2015).

A kritikus kemény adatok hiánya, valamint az elégtelen dokumentáció miatt a készletbecslés szakmaisága kérdőjelezhető.

Az ásványi eredetű források készletbecslése terén különös óvatossággal kell eljárni, mivel azok értékelhető és bankolható vagyont képviselnek, ezért becslésük és publikálásuk világviszonylatban egybeeső szabályokat követnek. Ezek a szabályok egyaránt védik az ipari és gazdasági szereplők mellett a befektető kisemberek gazdasági biztonságát. Az utóbbi elvárás biztosítása elsősorban a készletszámításra képezett szakemberek körébe esik annyiban, hogy ezek a szakemberek csupán a készletbecslés szabályainak megfelelően becsült és dokumentált készletekhez adhatják nevüket és szakmai státuszukat, ha a szakmában kívánnak maradni. Ezzel elérhető az, hogy a vállalati bűnözők nem képesek akkreditált szakemberek munkáira hivatkozva kifosztani a kisembereket, az egyszerű anyukákat és apukákat, akiknek egy második szakvélemény nem áll rendelkezésre, viszont tökebefektetésük nélkülözhetetlen az ásványforrások fejlesztésében.

A Bükk hegységi kutatás kapcsán a Szerző sajnálatosnak találta azt is, hogy bő negyed századdal a hazai tudomány kötelező keleti orientációs politikájának felszámolása után a Bükk hegységi karszthidrológiai kutatás immun maradt a modern hidrológia és hidrodinamika Darcy alapú értelmezéseivel szemben. Mindez annak ellenére történt úgy, hogy progresszív elemek bevezették a hazai felsőoktatásba a Darcy - Theis féle hidrológiai szemléletet (Szűcs, P, et Al, Dátumozatlan, Mádlné Dr. Szőnyi J, et Al, 2013,). Mindezeket megelőzve, a Szerző által 2001 - 2005. években fenntartott, és 40,000 - 50,000 látogatót számláló KarstPages című Internet publikáció magyar nyelvű szekciójában a Szerző ismertette az alkalmazott hidrológia alapjait, és azok alkalmazását a karszthidrológiában.

Ugyanott szintén leírta az erősen felgyűrt Bükk hegység meredek dőlésű karsztjának értelmezéséhez elkerülhetetlen anizotróp vízvezetés fogalmát, valamint ismertette Papadopoulos (1965) modelljét magyar fordításban is, ami az anizotróp viszonyok hidrodinamikai paramétereinek számításához sikeresen alkalmazható.

A Szerző megítélése szerint karszthidrológiai kutatás tekintetében a Bükk hegységi kutatók a nemzetközi mezőny élvonalában voltak a 21. Század első éveiben. Kiváltságos helyezésüket a barlang és karsztkutatás összehangolásával, valamint a karsztvízszint és csapadékviszonyok összefüggéseinek mennyiségi vizsgálatával érték el. A továbblépéshez szükséges, időről időre felmerült szakmai kihívások felvételét azonban elmulasztották. Helyettük az immár negyed évszázad alatt kényelmes rutinná vált és újat már aligha mondó automatikus vízszintméréseket folytatják valami húsz fúrásban és majdnem ugyanannyi barlangi megfigyelőponton. Mindez a karsztfolyamat és a karszt hidrodinamikájának vizsgálata, valamint alapvető paramétereinek, a vízvezető és tároló tulajdonságok vizsgálatának terhére történik. A hazai karsztkutatás szakirodalmában a Szerző nem talált utalást szakszerűen megállapított karszthidrológiai paraméterekre, és a jelen munka kivételével további vízkivételi kísérlet elvégzésére sem, ami pedig a 20. Század közepétől rutin szerszámként alkalmazott a hidrogeológiában.

A Szerző közzéteszi a fél évszázad előtt végrehajtott, abban az időben politikailag, a jelen hazai viszonyok mellett pedig szakmailag ma is merésznek számító, egyébként rutin kísérlet kétségtelenül hiánypótlónak bizonyult dokumentációját, amely magában foglalja a Sebes karsztvízrendszer mért hidrológiai paramétereit.

2. Történelmi háttér

A Második Világháborút követő években Észak Magyarországon erőteljes ipari fejlődés vette kezdetét a terület már megalapozott, mintegy 20,000 dolgozót alkalmazó vas- acél- és gépgyártó ipara, valamint a terület vasérc és barnakőszén telepeinek köszönhetően. Az iparfejlesztéssel együtt járó munkaerő szükséglet következtében Miskolc lakossága megkétszereződött az 1950-es évek végére.

Sajnálatos módon a városfejlesztés nem volt képes lépést tartani a lakosság számának növekedésével, tragikus méretű lakáshiány és katasztrofális vízhiány alakult ki. A vízhiány súlyosságát jellemezte az, hogy az ivóvíz csupán csepegett az új lakótelepek első emeletein, a második emeleteken pedig főleg az éjszakai órákban lehetett csupán csepegő vízhez jutni. A magasabb emeleteken gyakorlatilag nem volt vezetékes vízellátás.

Miskolc a vízellátását hagyományosan Miskolc- Tapolca és Diósgyőr karsztforrásaiból nyerte. A vízellátás javítása céljából Kessler javaslatára (1953) bekapcsolták a lillafüredi Anna forrásokat, majd Léczfalvy (1970) által 1960-62 években végrehajtott rekonstrukciós jellegű forrásfoglaló munkálatainak elvégzését követően kapcsolták be a Szinva fő- forrást is a város vízellátásába. Miskolc- Tapolcán tovább mélyítették a forrás vízkivételi aknáját a víztermelés, pontosabban a vízszint süllyesztés fokozása céljából. Ezek az intézkedések csupán enyhítették, de távolról sem oldották meg a vízellátás gondjait.

A Bükk hegységi karszt és az általános karszthidrológia ismereteinek elégtelensége miatt a jó nevű vízügyi szakértők azonban nem láttak további, gazdaságosan felhasználható vízkészleteket a Bükk hegységben, és ezért a Bodrog folyó kavics teraszában létesítendő kutakkal javasolták megoldani a város vízellátást. A javaslat megvalósításához biztosítani kellett azt, hogy a folyó és vízgyűjtője szennyeződéstől mentes marad a vízkivételi mű élete során. A szocialista együttműködés elveinek megfelelően, 1959. évben a kormány garanciát kért a Csehszlovák kormánytól arra, hogy a folyó csehszlovákiai vízgyűjtője védett marad vízellátást veszélyeztető szennyezéstől. A kérés azonban válasz nélkül maradt legalább 1966. év közepéig. Garancia helyett, sajnálatos módon, időnként döglött hal felhők jelentek meg a folyón. A vizsgálatok arra mutattak, hogy a halpusztulást a folyó csehszlovákiai vízgyűjtőjén létesített papírgyár kísérleti üzemelése során kibocsájtott fenol és higany tartalmú szennyezések okozták. Ezzel a Bodrog kavicsterasznál alapuló vízellátás reménye eloszlott.

A Magyar Hidrológiai Társaság 1952. évben megalapított Zsombolykutató Munkabizottságának, majd Szakosztályának, később Karszt és Karsztvízkutató Szakosztályának jelentős, aktív patakos barlangfeltárásai és a feltárt további barlangok sokaságából nyert adatok arra mutattak, hogy jelentős karsztvíz készletek léteztek a Bükk hegységben, de a Bükk hegységi karszt és az általános karszthidrológia ismereteinek fejlesztésére volt szükség hasznosításuk technológiájának kialakításához. Ehhez pedig iskolázott terepi megfigyelésekre és adatok gyűjtésére volt szükség. E kíváncsiságnak megfelelően, 1954. évben a Magyar Hidrológiai Társaság és a Magyar Tudományos Akadémia egy éves, a hazai ismereteknek megfelelő karszthidrológiai tanfolyamot indított a Miskolci Egyetemen

a Zsombolykutatók számára. Az adatgyűjtésben és megfigyelésben így kiképzett, valamint a bánya- és földtani kutatóiparból beszivárgott földtani és vízügyi szakemberek a zsombolykutatás profilját karszt és karsztvíz kutatással egészítették ki. Ezzel a Bükk hegységi karszt és karszthidrológiai kutatás színtere áthelyeződött a karosszékből a Bükk hegység mélységeibe, ahol a karsztvíz áramlik és a karszt vízkészletei tárolódnak.

A Zsombolykutató Szakosztály és jogutódai számos kisebb barlang és víznyelő mellett a legnagyobb barlangjaikat, a Jávorkúti és Bolhási víznyelőbarlangok, valamint a Nagykőmázsi és Vártetői barlangokat 1952 - 55 években tárták fel. A sikeres éveket azonban a sikertelenség hosszú időszaka követte, amely belső ellentétek kifejlődéséhez és kiváló kutatók eltávozásához vezetett. Az eltávozott kollégák saját csoportokat szerveztek saját kutatási módszereik alkalmazására. Közöttük a legsikeresebbek Gyenge Lajos és Várszegi Sándor csoportjai voltak az Istvánlápai, valamint Bányász barlangok feltárásával.

Az 1950-es évek végén a Szerző és hasonló érdeklődésű kollégái, Rimányi Jenő és Korényi Endre a Szakosztályon belül alakítottak egy csoportot, amely célja nem annyira új feltárás, mint inkább a karsztjelenségek kialakulásának, valamint a karsztvíz mozgásának vizsgálata volt. Vizsgálataik főleg a karsztjelenségeket preformáló tényezőkre, valamint a felszínről a karsztba belépő és ott áramló vizek vizsgálatára összpontosult. Vizsgálataik központjául két aktív vizesbarlangot, a Kecskelyuk barlangot és a Létrási Vizesbarlangot választották. Az utóbbi közelében állandó terepi elhelyezést biztosítottak az Erdészeti Létrási munkásházában, amely jelenleg Kutatóház néven változatlanul a barlangkutatás szolgálatában áll, és azóta is a bükki kutatás és barlangjárás központja maradt. A Szerző és társai onnan követték a karszt működését a szélrózsa irányába.

Az "anyag - alak - folyamat" összefüggésében végzett vizsgálataik fényt derítettek-

- a Bükk hegységi karszt rétegtani és szerkezeti alapon lehatárolt háromdimenziós geometriájára (Szabó, L. Gy., 1965b),
- a bükki karszt diszkrét egységeire (Szabó, L. Gy., 1965a),
- az erózió és korrózió kölcsönösen kiegészítő szerepére a barlangképződésben (Szabó, L. Gy. et Al., 1966 pp. 13-15)
- a lillafüredi mésztufalerakódás sajátosságaira (Szabó, L. Gy. et Al., 1966 pp. 16-17),
- a Felső- Szinva- völgy egyedi karszthidrológiájára (Seymour, G. L., 2004a)
- a karsztos egységekben közlekedő diszkrét víztömegek egyedi, osztatlan és összefüggő jellegére (Szabó, L. Gy. et Al., 1966 pp. 24-31 és pp 36-38),
- a negyedkori klímaváltozások szerepére a bükki karszt jelen képeinek és hidrodinamikájának kialakításában (Szabó, L. Gy., 1965b, Szabó, L. Gy. et Al., 1966 pp. 15.16.

Az 1960-as évtized első éveiben már nyilvánvalóvá vált a Szakosztály munkájának köszönhetően, hogy:-

- A Miskolc város éves vízigényét messze meghaladó vízmennyiségek vonulnak át éves viszonylatban a Kelet Bükk hegységi karsztban.

- A víztömeg átvonulásának éves eloszlása azonban rendkívül egyenetlen, a karszt maximális vízkibocsájtása a vízigény minimális időszakával esik egybe, a maximális vízszükséglet időszakában pedig a karszt vízkibocsájtása rendkívüli alacsony minimumra esik. A Sebes forráson végzett mérések alapján a vízhozam ingadozás mértéke, $Q_{\max} / Q_{\min} = 1,000$ értéket közelítette.

A vízgazdálkodás hagyományos módszerei közül felszíni víztárolók létesítése kínálkozott a karszt vízkibocsájtása egyenetlenségeinek kiegyensúlyozására, ellenszóltak viszont –

- A felszíni víztárolók létesítésének magas költsége.
- A felszíni tárolók létesítéséhez szükséges települési, vagy gazdasági területek elárasztása.
- A karszt vízkibocsájtási pontjainak sokasága és az egyedi kibocsájtó pontok vízhozamainak azzal járó feldarabolódott, viszonylag alacsony hozamai.
- A számításba vehető vízkibocsájtási pontokat kiszolgáló nagyszámú és kis kapacitású felszíni víztárolók létesítésének és összekapcsolásának rendkívül magas összesített költsége.

Az elmondottak arra utaltak, hogy a vízellátás hagyományos módszerei nem ajánlottak gazdaságosan kivitelezhető megoldást a karsztban átvonuló bőséges vízkészletek érdemi felhasználásához. Új, a karsztviszonyok ismeretére alapozott módszerekre volt szükség a Bükk hegységi karsztvíz tárolás hatékony és gazdaságos módjának kifejlesztéséhez. Erre a karsztforrások hozamainak rendkívül nagy ingadozásai és a karsztvízszint azokhoz kapcsolt szélsőségeit befogadó karszt természetes tárolókapacitása látszott alkalmasnak.

Ezekben a vizsgálatokon munkálkodott feszített ütemű önkéntes munkában a Szerző és csoportja az 1950-es évek végétől, majd a teljes Szakosztály a Szerző szakosztályi Titkár és Kutatásvezető pozíciókba történt megválasztását követően, 1963. évtől 1966. Október végéig.

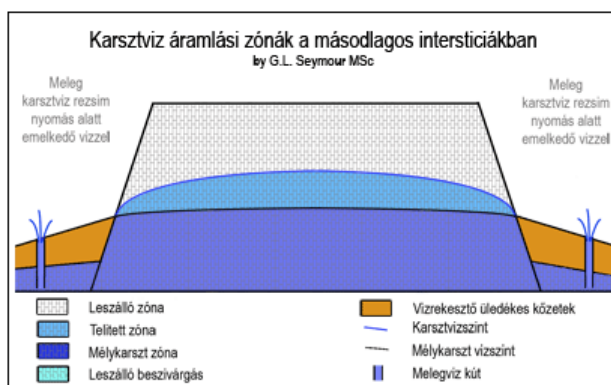
3. Munkahipotézis

Megfigyelések és feltevések

A Bükk hegységi karsztban évente keresztül szivárgó csapadék eredetű víz maximális felhasználását célzó vizsgálatok alapját a következő terepi megfigyelésekre és kapcsolódó feltételezésekre épült munkahipotézis képezte:-

1. Bükk hegység kiemelkedett régi tömege Kelet - Nyugat irányú, meglehetősen szoros redőkből épült fel (Balogh, K., 1964). Az erősen redőzött hegységszerkezet következtében a hegység területén öt, Kelet - Nyugat irányban elnyújtott, és meredek dőlésű karsztos zóna alakult ki. A hideg karsztvíz rezsimben a karsztos zónákat hatékony vízrekesztő rétegek (agyagpalák, vulkanitok) választják el egymástól, a karsztos zónák ezért - legalább elvileg - függetlenek egymástól (Szabó, L. Gy, 1965a). Bizonytalanságra az ismeretlen lefutású feltolódásos szerkezetek adhatnak okot.
2. A Bükk hegységre hullott évi átlagos csapadéknak legalább 40 százalék körüli mennyisége szivárog be a hideg karszt vízrendszerébe (Szabó et Al., 1966). A mélykarszti beszivárgás mértéke ismeretlen, az eddigi becslések túlzottak és túltermeléshez vezettek, amit a hosszú időszakban üzemeltett meleg vizes kutak víz hőmérsékletében észlelt figyelemre méltó csökkenés jelez:- **"A Szabadság fürdő és az Augustus 20. strand II. kútjának talphőmérséklete a megfúrás óta 5, illetve 7 fokot hűlt"** (Sárváry, I., 1993).
3. A karsztos zónák fő vízáramlásai a központi szektortól Keletre és Nyugatra, a hegység peremei felé tartanak a mészkőrétegek csapása mentén. Az Észak - Dél irányú és diagonális áramlások mértéke alárendelt az anizotróp vízvezetés következtében, csupán diagonális szerkezeti törések mentén, helyi jelleggel minősülnek figyelemre méltónak (Seymour, G, 2002a).
4. A Bükk hegységi karsztos közettömeg három alapvető, és egymás alatt elhelyezkedő hidrogeológiai zónára osztható (Ábra 1a, Seymour, 2014),

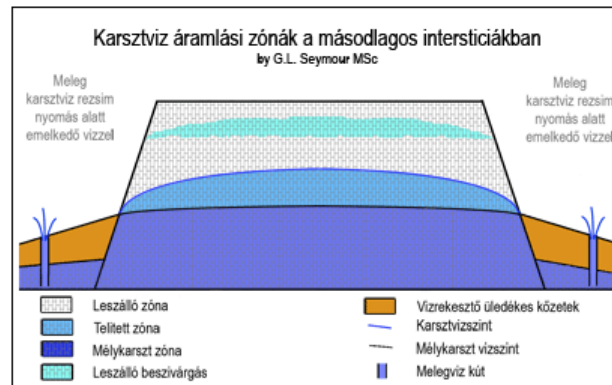
Ábra 1a. Meredek dőlésű kiemelkedett karszt hidrogeológiai egységei és a karsztvízszintek



A karsztvíz zónák ismertetése:-

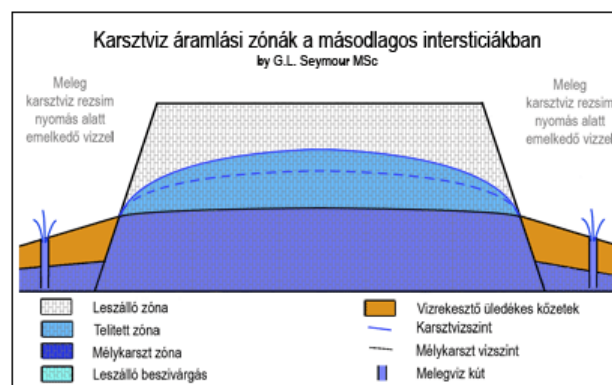
- **Leszálló zóna:** a beszivárgó karsztos felszíntől a telített zóna változó magasságú felszínéig tart, ahol a víz főleg függőleges, csapadékhoz kötött alkalmi leszálló szivárgását gravitáció hajtja meg.

Ábra 1b. Leszálló zóna leereszkedő csapadék hullámmal



- **Telített zóna:** csapadékeseménytől változó magasságú felszínétől (karsztvízszinttől) az erózióbázis helyi szintjéig terjed, a víz közel horizontális főirányú áramlását gravitáció hajtja.

Ábra 1c. A telített zóna emelkedett karsztvízszintje csapadék beszivárgás után.



- **Mélykarszt zóna** az erózióbázis helyi szintmagasságától a karsztos képződmény mélységéig terjed. A víz közel horizontális és vertikális főirányú áramlásait nyomás hajtja meg. A mélykarszt további két zónára osztható (Ábra 18):-
 - az erózióbázis alatt kifejlődött **hűvös („kevert”) zóna**, amelyet a földkéreg viszonylag gyors felszíni hűlése és a viszonylag nagy sebességgel átvonuló, rendszeres csapadék beszivárgás hűvösen tart, ezért a víz hőmérséklete ott általában alig emelkedik a terület évi átlagos hőmérséklete fölé, és
 - a **meleg karsztvíz** zóna, amelyben a víz hőmérséklete emelkedik a rendkívül lassú áramlási sebességgel belépve és

haladva a Föld belső, mélységgel emelkedő hőmérsékleti rezsimjébe.

5. A tényleges évi és hosszabb távú természetes víztárolást a mészkő vízvezető intersticiáinak falain fellépett súrlódás és ahhoz kapcsolt, erősen lecsökkent, Darcy által megfogalmazott áramlási sebesség, valamint a telített zóna karsztvíz felszínének domborzata (karsztvízszint) érik el:-

$$q = K * (\Delta h / \Delta l)$$

ahol (konzisztens kifejezésekben)

$(\Delta h / \Delta l)$ = gradiens, a súrlódás leküzdéséhez rendelkezésre álló gravitációs energia (h = magasság, l = távolság)

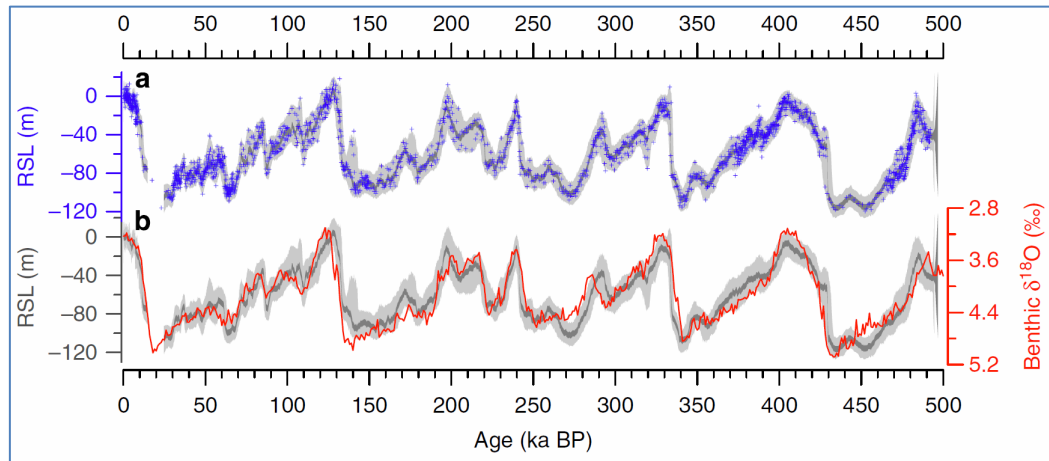
K = áteresztőképesség, valójában a súrlódás mértékének fordítottja, és

q = az áteresztett víz mennyisége.

A tényleges víztárolást valójában a súrlódás miatt drasztikusan lecsökkent áramlási sebesség okozza, ami a telített zóna vízfelülete (karsztvízszint) domborzatának kialakulásához is vezet, a domborzatban pedig a felépült, az áramlást meghajtó gravitációs energia tárolódik.

6. A Negyedkor klímaváltozásaihoz (Kriván, P., 1955) kapcsolt óceáni vízszintek nagyjából 100 méteres amplitúdójú oszcillációját (Hansen et Al., 2013) a következő folyamatok okozták -
- a globális lehűlés nagytömegű vizet kötött le a sarki jégtakarókban, azok kivastagodása és az Egyenlítő felé történt tekintélyes előrenyomulása következtében a tengerszint jelentősen lesüllyedt, az pedig a globális erózióbázis jelentős süllyedését és azzal járó fokozott eróziót okozott a szárazföldeken,
 - a lehűléseket követő rendkívül gyors felmelegedés során a jégtakaróban lekötött víz felszabadult és felemelte az óceáni vízszinteket valamint a globális erózióbázist, ami a völgyek gyors és magas feltöltéséhez, folyóvízi üledékek lerakásához vezetett.
7. Az óceáni vízszintek utóbbi öt glaciális ciklusokhoz kötött változásait Ábra 2a. szemlélteti (Grant et Al., 2016, Fig.2). Szürke sáv jelzi a 95% valószínűségek intervallumát a megállapított tengerszint és a lehető maximális tengerszint magasságok között, kék a Vörös tenger szintadatait, piros pedig a foraminiferák vázaiból nyert $\delta^{18}\text{O}$ értékeket ábrázolják.

Ábra 2a. A Pleisztocén utóbbi öt glaciális ciklusaihoz kapcsolt tengerszintek



Az utolsó, Würm eljegesedés jéghatárának visszahúzódása globálisan mintegy 125 méter magas tengerszint emelkedéssel járt (Lewis, S.E et Al, 2012, Hansen et Al., 2013, Grant et Al., 2016), ami a jelen tájképet uraló, 10-től 20 métert meghaladó vastagságban ismert feltöltődéshez vezetett a hegység völgyeiben. A Felső- Szinva völgy lillafüredi szakaszán ugyanaz a tengerszint emelkedés 45 méter vastag mésztufa réteg lerakódását eredményezett (Pávai-Vajna, 1929), amelyet gazdag csiga fauna tartalma a Würm eljegesedés visszahúzódásához vezető felmelegedés beindulásától kezdődően a Jelenbe datál (Szabó, L. Gy, 1965b, Szabó, L. Gy. et Al, 1966).

8. A mésztufa minták vékonycsiszolataiban észlelt és hosszantartó, bonyolult laboratóriumi kezeléssel feltárt fossziliáit Kriván Pál közbenjárására a Magyar Állami Földtani Intézet negyedkori specialistája a következőkben határozott meg (Szabó, L., Gy. et Al, 1966:-

Sadleriana pannonica (Frnf.) - 1865, jelen hivatalos neve: Bythinella pannonica
 Vallonia costata (Müll) - 1774
 Vitrea crystallina (Müll.) - 1774
 Clausilia dubia (Drap.) - 1805
 Laciniaria biplicata (Mont) - 1803, jelen hivatalos neve: Balea biplicata
 Fruticicola fruticum (Müll.) - 1774
 Helicodonta obvoluta (Müll.) - 1774
 Helicigona faustina (Rm.) - 1835
 Helicida sp. indet.
 Cochlodina sp. Indet.

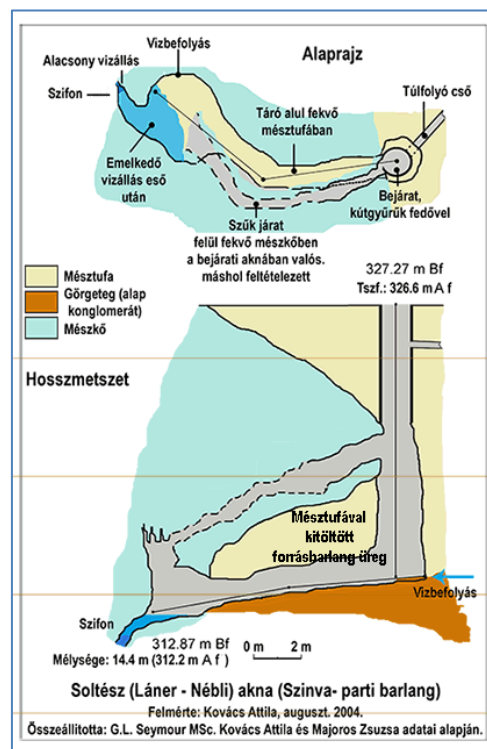
A nyolc meghatározott species közül hét csupán a Holocénból ismert, egy pedig, *Laciniaria biplicata*, a késő- Pleisztocénben, a Würm eljegesedést lezáró felmelegedés időszakában jelent meg (Szabó, L. Gy. et Al, 1966, és Appendix-5).

9. A feltöltött völgyek jelen aktív karsztforrásai leggyakrabban a feltöltő anyag valamilyen mélységéből emelkednek a felszínre, és a völgyek mai felszíne

felett valami magasságban elaggott forrásbarlangok ismertek. Ez a konfiguráció emeletes barlangrendszerek jelenlétére hívta fel a figyelmet (Szabó, L. Gy., 1965b). Az emeletes rendszer legalsó, és ezért legfiatalabb szintjének forrasszái szükségszerűen a völgyfeltöltés alján eltemetve, a mészkő bevágás legmélyebb vonalára nyíltak.

10. A barlang emeletei, valamint az azokhoz tartozó eltemetett és nyitott forrásbarlang szintek a Negyedkor klímaváltozásaihoz kötött történelmi erózióbázisok térszíneit jelzik (Szabó, L. Gy., 1965b).
11. A helyi erózió bázis Jelenkori szintjeit a völgyek feltöltődésének mai felszínén folyó patakok jelzik. Valami mélységben a patakszintek alatt eltemetve aktív forrásbarlangok csatlakoznak be a völgyek feltöltéseibe. Egy ilyen eltemetett aktív forrásbarlangot tárt fel a Soltész akna süllyesztése a Felső- Szinva- völgy István barlang művi bejárata közelében (Ábra 2b.)

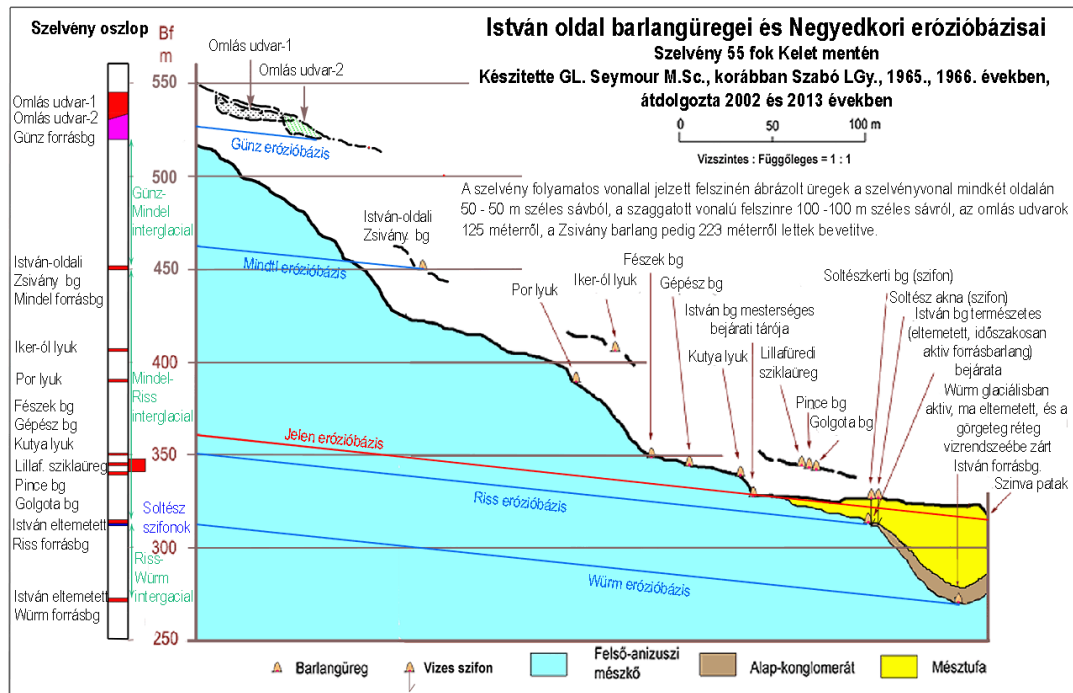
Ábra 2b. Soltész akna, mésztufában eltemetett és mésztufával kitöltött forrásbarlang



12. A feltöltődések Jelenkori felszínei, és a feltöltődésekben ténylegesen vizet kibocsájtó aktív források egy része lényegesen magasabb térszíneken helyezkednek el, mint az alaphegységi kőzetbe vágott völgyek eltemetett talpai, más aktív forrásbarlangok pedig az eltemetett völgytalpon nyugszanak. A völgytalpak és forrásbarlangjai a Würm, a következő, magasabban fekvő eltemetett forrásbarlangok pedig a megelőző, Riss, majd Mindel és Günz eljegesedések eltemetett, vagy elaggott forrásbarlangjait, illetve eróziós szintjeit képviselik (Ábra 3a).

A Felső- Szinva- völgy István barlang térségében a Negyedkor klímaváltozásaihoz kapcsolt erózió bázisok és azokon kifejlődött forrásbarlang szintek alakulását Ábra 3a. mutatja be.

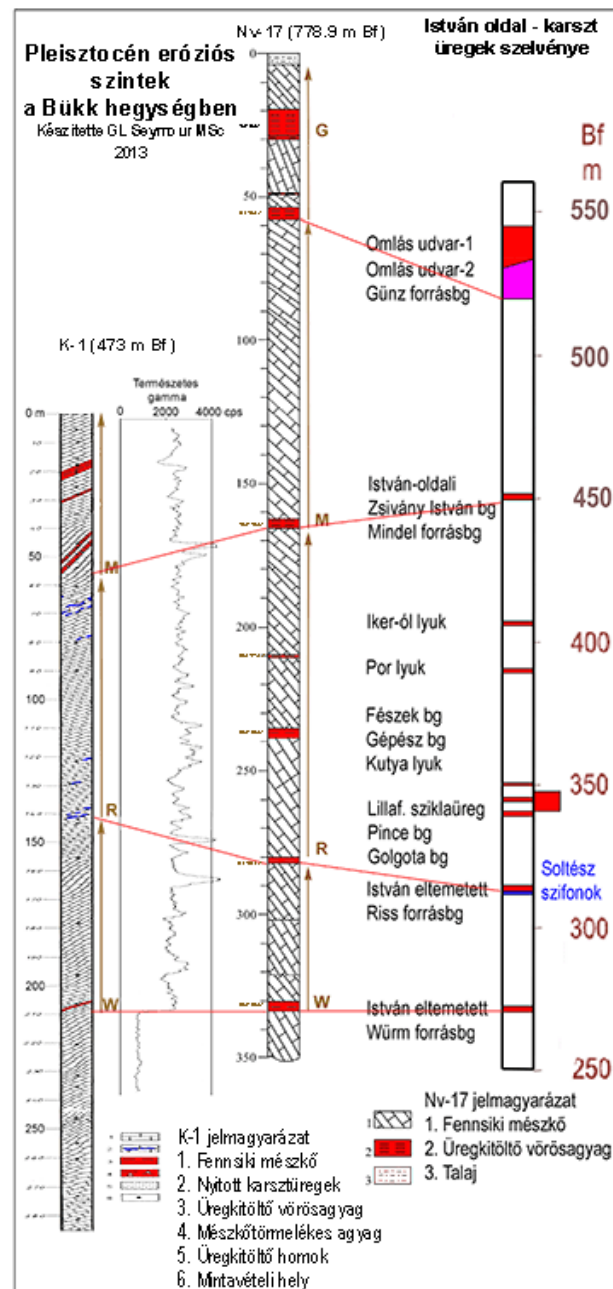
Ábra 3a. István oldal barlangüregei és Negyedkori erózióbázisai



Amint az Ábrán látható, a Felső- Szinva- völgy magas feltöltése miatt a Jelen kor erózióbázisa jelentősen felemelkedett a völgytalpi Würm erózióbázishoz viszonyítva. A völgy magas feltöltése eltemette a Riss erózióbázison kifejlődött forrásbarlangokat is, amelyek most a Würm kori aktív barlangjáratok túlfolyóiként működnek. Ilyen például a Soltéskerti időszakos forrás (Lillafüred), amely vizét egy nagytérű csövön keresztül a Soltéskerti mésztufa barlang időszakos túlfolyóiként működő mészkőszifonjából, illetve az ahhoz tartozó, és a Soltész aknában feltárt Riss kori barlangból, pontosabban az István barlangrendszer egyik eltemetett és elárasztott aktív járatából kapja (Ábra 5a.).

Az István oldal eróziós szintjeinek korrelációját K-1 és Nv-17 fúrásokban észlelt, és karsztjáratokkal kinyilatkoztatott eróziós szintekkel Ábra 3b mutatja be.

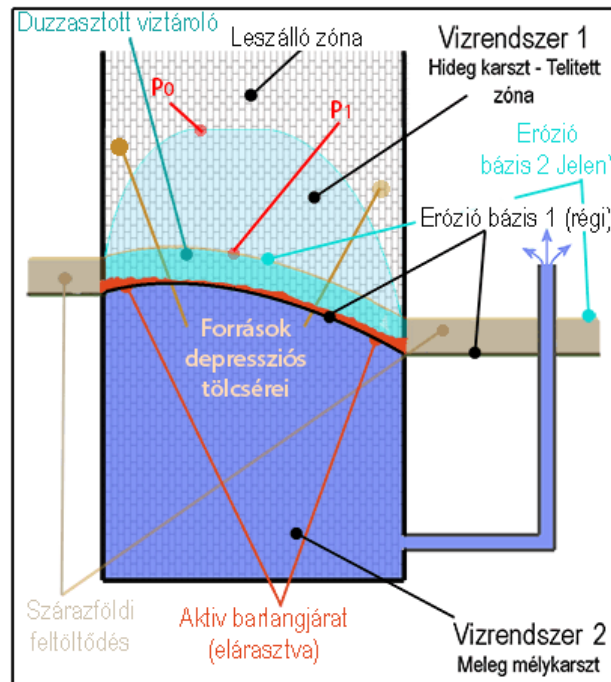
Ábra 3b. Az István oldal és T-1, valamint Nv-17 fúrások Pleisztocén eróziós szintjeinek korrelációja



13. A Jelen erózióbázisa, valamint a völgyfeltöltés magasságaiban eltemetett aktív források, illetve túlfolyók szintjeitől az alaphegységi völgytalpig terjedő mélységhatárok között a mészkő vízvezető apertúrái egyöntetűek és hasonló méretűek a mai erózióbázison és felette létező karsztos vízvezető apertúrákhoz, mivel azokat valamennyi esetben hosszú időtartamú és egységes karszt aktivitás fejlesztette ki.
14. A Jelen erózióbázisa alatt eltemetett aktív karsztforrásokhoz tartozó repedéshálózat és vízvezető járatok vízzel szükségszerűen telítettek. Ezekben az eltemetett járatokban és repedéshálózatban a víz a hidegkarszti telített (Jelen erózióbázis feletti) zóna nyomása alatt áramlik

ellentétben a telített zóna Jelen aktív erózióbázisán áramló vizeivel, amelyek felett a felszínre nyitott repedéshálózat létezik, ezért azokban az erózióbázison áramló vizek mozgását nem nyomás, hanem gravitáció hajtja meg. A két egymáson elhelyezkedő vízrendszer között az átmenet folyamatos (Ábra 4.).

Ábra 4. Az erózió bázis alatti és feletti karsztvízrendszerek nyomás viszonyai és hidrodinamikája



Az eltemetett aktív barlangrendszer nyomásviszonyai:-

- A Jelenkori erózióbázis szintje felett elhelyezkedő és ténylegesen telített nyílt tükrű zónában, az erózióbázis felett tárolt vízkészlet felszínén (a karsztvízszint) P_0 nyomás egyenlő a légköri nyomással,
- alján, a Jelenkori erózióbázis helyi szintje alatt P_1 nyomás egyenlő a Jelen erózióbázis felett fekvő nyílt tükrű víztömeg hidrosztatikus nyomásával.

A régi (Würm kori) és új (Jelen kori) erózióbázisok között kialakult tároló kapacitás nyomás alatt áramló vize közvetlenül, folyamatosan csatlakozik a régi erózióbázis alatt elhelyezkedő mélykarszt vizéhez, egy összefüggő víztestet alkotva. A közöttük húzott határ nem minőségi, hanem csupán történelmi és genetikai elhatárolást jelez.

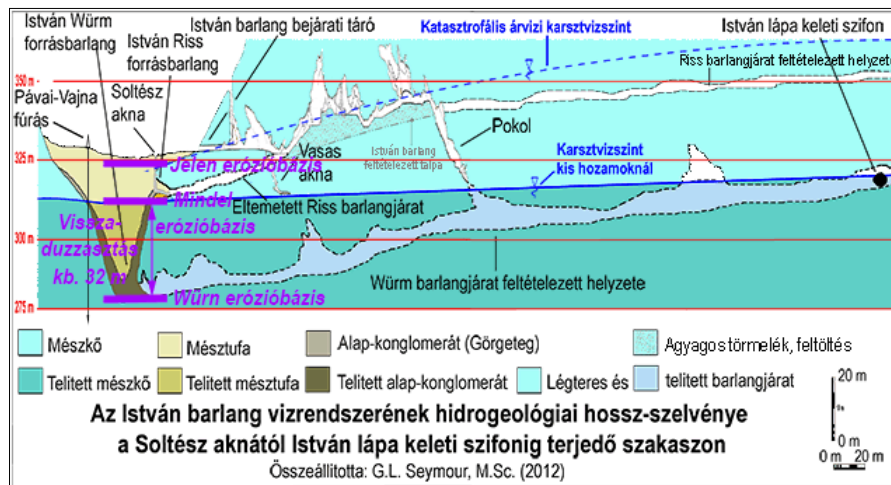
15. Az erózióbázis alatti hideg-karsztos minőségű vízvezető és tároló kapacitások zónájának vastagsága szükségszerűen, nagyjából megegyezik a völgyfeltöltés vastagságával. A Felső Szinva- völgyet feltöltő mésztufa és görgeteg ismert vastagsága:-

- 45 méter mésztufa a Palota szálló építését megelőző geotechnikai fúrás tanúsága szerint (Pávai-Vajna, 1929), az alul fekvő görgetegréteg vastagsága ismeretlen.
- A mésztufalerakódás nyugati, kivékonyodó szegélyén a mésztufát 13 m vastagságban tárta fel a Soltészkeri barlang (Lénárt, L., 1972).

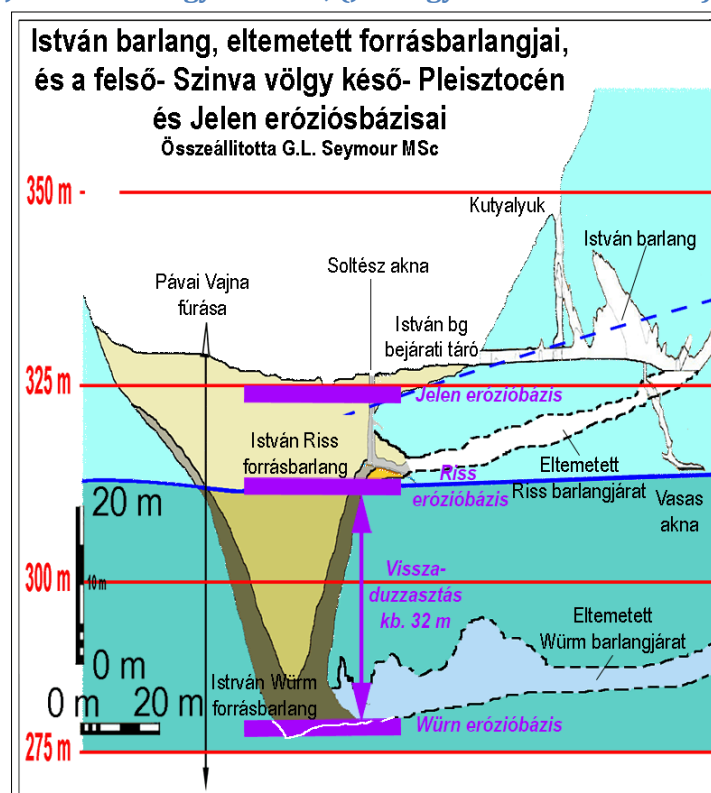
- 12 m vastag mésztufát és az alapzatát képező görgetegréteget tárt fel a Soltész akna szintén a mésztufalerakódás nyugati, kivékonyodó szegélyén (Kovács, A., 2004, Seymour, G.L., Kovács A., 2004, Majoros Zs., 2004).
 - A mésztufalerakódás keleti, kivékonyodó szegélyén 19.7 méter feltöltő anyagot fúrt át a lillafüredi melegvízkutató mélyfúrás, ebből 18.5 méter mésztufa, 1.2 méter pedig a mésztufa alapzatát képező görgeteg (Pávai-Vajna, 1929).
 - Távolabb Délre, a mésztufa felső részét tárták fel 8 méter mélységig az Erzsébet sétány 7. sz. telek pincékké átalakított mésztufa üregei (Botos Zs., 1986).
 - 15 méter mélységig tárt fel mésztufát az Erzsébet sétány 39. sz. telken fúrt kút (KOVATT kút) ebből az alsó fél méter mésztufás görgetegből áll (Kovács, A., 2004).
 - A Szinva főforrás rekonstrukciója során mélyített öt felderítő fúrásból 4 fúrás, valamint a foglalás aknája 8 - 20 méter közötti vastagságokban tárták fel a völgy főleg görgetegből álló feltöltését (Léczfalvy 1970).
 - Más helyen a Bükk hegységben – A Vízművek Miskolc- tapolcai Új Kút sülyesztése 23 méter vastagságban tárt fel mészkőre települt kavics és homokos rétegeket (Szlabóczky P., et Al, 1993, 5. ábra).
16. ***A Bükk hegységi hideg vizes karsztosodás mélységi kiterjedését***
 Darabos és Lénárt (2012, p. 58) vizsgálatai "*kb. 300 m terep alatti mélységben (kb. 480 m Bf-i értékben)*" húzták meg az Nv- 17. számú kútban. Ez a mélység nem valós, mivel mintegy 33 méterrel mélyebben a fúrás harántolt egy további, vörös agyaggal kitöltött, és a magasabb szinteken kifejlődött üregesedésekhez hasonló zónát. Az üregesedés és azt kitöltő vörösgyag karsztosodásra jellemző termékek, ezért e képződmények figyelembevételével ***a hideg vizes karsztosodás mélységi kiterjedése valójában 333.5 méter terep szint alatti mélységbe, vagy 445.4 méter Bf szintre tehető*** az Nv- 17. számú fúrás térségében. További adatok:-
- Bükkszentkereszt térségében lemélyített K-1 jelzésű fúrásban a hideg vizes karsztosodás mélységi kiterjedését az üregesedés és természetes gamma szelvényezés 210.0 méter terepszint alatti mélységben (263.0 m Bf) jelzik (Ábra 3b, K-1 fúrás szelvénye).
 - A Felső- Szinva völgyi István barlang térségében a hideg vizes karsztosodás mélységi kiterjedését 29.0 méter terepszint alatti mélységben (271 m Bf) jelzik a Szerző vizsgálatai (Ábra 3b, István oldal szelvénye, és Ábra 5b.).

17. Következésképpen, a völgyek erőteljes feltöltődésének köszönhetően, **a karszt belsejében, a Jelen erózió bázisa és az eltemetett völgytalpak térszíneinek megfelelő Würm kori erózióbázis között egy új, jól fejlett, karsztos vízvezető képességgel és tároló kapacitással rendelkező mészkő zóna van jelen tekintélyes vastagságban, amelynek víztartalmát visszaduzzasztva tartja a völgyeket feltöltő anyag. Az ott tárolt víz szükségszerűen leüríthető alkalmas mélységbe telepített vízkivételi művekkel. Az így leürített tároló kapacitás természetes úton szükségszerűen visszatöltődik a karszt évszakosan magas, egyébként túlfolyó hozamaiból, évente felújuló vízkészletet alkotva.**
18. A 13. és 14. pontokból következően a Jelen erózióbázisa alatt és az eltemetett völgytalpak térszíneinek megfelelő Würm kori erózióbázis között a Jelen korban kifejlődött, és a regionálisan jellemző karsztos hidrológiai paraméterekkel rendelkező zóna vastagsága:-
- a lillafüredi Palota Szálló térségében 45 méter,
 - A Szinva Főforrás környékén 20 méter,
 - A Vízművek Miskolc- tapolcai Új kútjánál 23 méter,
 - az Nv-17 fúrás térségében 51.5 méter, ha a fúrás 282 méter terepszint alatti mélységében megismert és az István rendszer túlfolyóként reaktivált Riss kori járatával azonosított üregesedést tekintjük a Jelen, a fúrás 333.5 méter terepszint alatti mélységében feltárt és vörös agyagot bezáró üregesedést pedig a Würm erózióbázisának.
19. A Felső- Szinva völgyi mésztufa nagy vastagságú kifejlődése eltemette az István karsztvízrendszer Würm és Riss korú forrásainak nyílásait (Szabó, L. Gy, 1965b, Seymour, G. L, 2004b), és nagyjából 32 méter magasságba felduzzasztotta az alacsony hozamokhoz tartozó karsztvízszintet amint Ábra 5a. és 5b. mutatják (Seymour, G. L, 2004c). Ennek köszönhetően az Istvánlápai, Szepesi és Létrási vizes barlangok aktív járatait víz árasztja el állandó jelleggel, illetve vizes szifonok sorozatai és elárasztott járatok akadályozzák a továbbjutást.

Ábra 5a. Az István és Istvánlápai barlangok hidrológiai összefüggése, a mésztufa feltöltés által visszaduzzasztott és az árvízi karsztvízszintek, valamint a Jelen, Mindel és Würm erózió bázisok Lillafüred térségében.



Ábra 5b. Erózióbázisok és visszaduzzasztás a Felső- Szinva völgyben, az István rendszer két alsó, történelmi forrásbarlangja, három legfiatalabb erózióbázis és Jelen kori völgyfeltöltés, (Jelmagyarázat a 4a. Ábrán)



20. Az erózióbázis alatt elhelyezkedő karsztos tárolókapacitásból történő rendszeres leszívás a forrás vízszintjének évszakos süllyedését vonja maga után.
21. A Jelen erózióbázisa feletti és alatti karsztosodás kifejlődése folyamatos és egyöntetű volt, ezért a túltermeléssel lesüllyesztett karsztvízszint

folyamatosan, akadály nélkül visszatöltődhet a feltöltési időszak beszivárgó csapadékaiból.

A munkahipotézis

Az felsorolt észlelésekre épített, és a következőkben bemutatott hipotézis az erózió bázis alatt kifejlődött tárolókapacitásra mutat, és biztonságos, valamint alacsony költséggel megvalósítható vízkivétel lehetőségére hívja fel a figyelmet. A hipotézis valósága és a tárolás mértéke ellenőrizhető egy hosszú időszakú vízkivételi kísérlettel, amely jegyzi és vizsgálja a leszívás és feltöltődés idő- és térbeli alakulását, valamint értékeli a karsztos vízvezető áteresztő képességét és tároló kapacitását.

A kísérlet végrehajtását és értékelését rögzíti a jelen dokumentum.

A Szerző munkahipotézise: -

A Bükk hegység hosszan elnyújtott karsztos zónáiban a regionális vízáramlás a központi szektortól a peremek felé, keleti, illetve nyugati főirányokban történik.

A völgyek Pleisztocén végi, a Würm eljegesedés befejezéséhez kötött nagy vastagságú feltöltése következtében a Jelen erózióbázisa jelentősen felemelkedett. Az emelkedés mértéke 45 méter a lillafüredi Palota szálló térségében, 20 méter a Szinva forrásnál, 23 méter az Új kútnál, és 77 méterre tehető az Nv-17 fúrásban.

A feltöltő anyag betemette az alaphegységi völgytalpra települt aktív forrásbarlangokat, és valami mértékben korlátozta azok vízkibocsátását. Ennek következtében a víz visszaduzzadt a karszt belsejében. A visszaduzzasztás magassága 32 méterre tehető az István barlang térségében, a Soltész aknában észlelt és átlagolt, nem-árvízi karsztvízszintek alapján.

Az erózióbázis felemelkedése és a víz visszaduzzasztása a telített zóna felszínének állandó jellegű felemelését vonta maga után, az pedig a karsztos képződmény összesített, aktív tárolóterét jelentősen megnövelte. Mivel a hozzáadott tároló kapacitás a tényleges, aktív erózióbázis alatt helyezkedik el, az ott tárolt víz főtömege csupán kis mértékben vesz részt a feltöltés és kibocsátás forgalmában, valójában egy többé kevésbé statikus tárolóként működik, amelynek vize kitermelhető és visszatölthető.

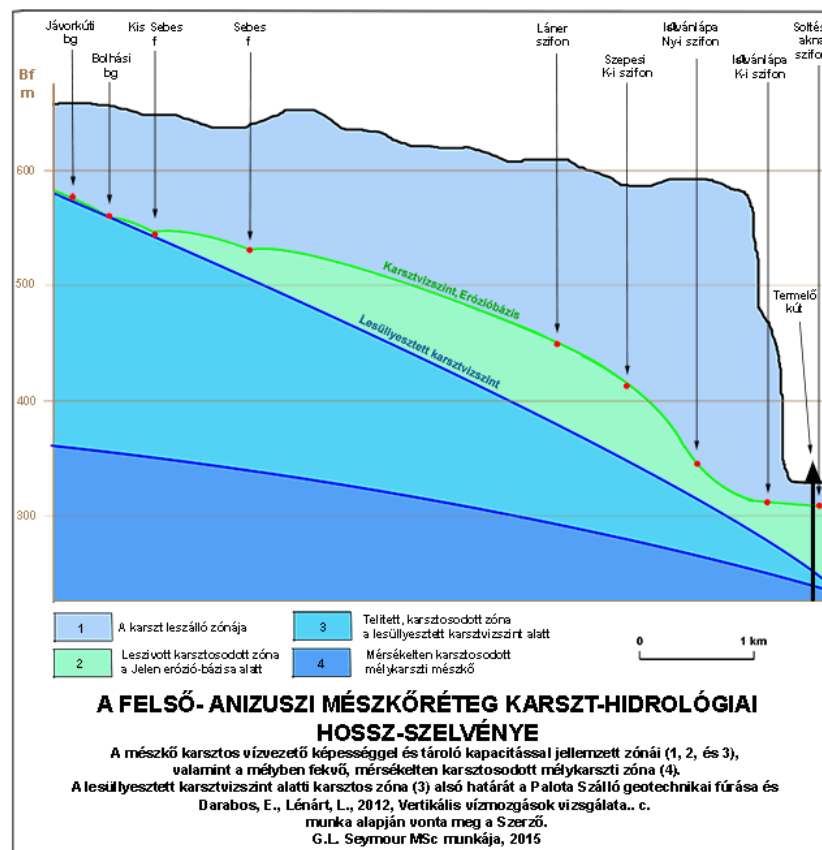
A karszt Jelenkori erózió bázisa alatti és feletti összekapcsolt egyöntetű repedés és járat hálózatának köszönhetően az erózióbázis helyileg lesüllyeszthető a Würm eljegesedéshez tartozó és eltemetett forrásszintig fúrás, vagy aknamélyítés segítségével alkalmas mélységbe helyezett vízkivétellel. Az erózió bázis süllyesztésével a karsztvízszint is lesüllyed időszakosan a vízkivétel hatáskörében.

Az erózióbázis és karsztvízszint helyi süllyesztése arányos vastagságban elváltatja a karszt aktív, telített vízvezető és tároló apertúráit, amelyek majd feltölthető tároló kapacitásként állnak rendelkezésre a víz évszakosan magas beáramlásának befogadására.

A hipotézis elvárása szerint az alacsony hozamokkal jellemzett évszakokban a forrás alacsony hozamainak sokszorosát kitevő vízmennyiséget lehet kivonni a rendszerből az erózióbázis alatt tárolt vízkészlet terhére. Az így elvont vízmennyiség évente felújuló készletnek minősül, és visszatöltődik a karszt évszakosan magas, egyébként felhasználhatatlanul elfolyó vízhozamaiból.

További elvárás az, hogy egy alkalmas mélységből végrehajtott túltermelés lesüllyesztheti a helyi erózió bázist és karsztvízszintet oly mértékben, hogy az összefüggő vízrendszer távolabbi, magasabb fekvésű forrásainál a karsztvízszint a forrás kiömlőnyílása alá süllyed, a források ezért elapadnak, vízkészleteik pedig kitermelhetővé válnak a túltermeléssel jellemzett ponton a megnövekedett hidraulikus gradiens következtében. Ilyen megoldással például a Garadna és Sebes források felső- anizuszi mészkőből származó hozamai kinyerhetők lehetnek Lillafüreden (Ábra 6.), esetleg Diósgyőrben, hosszú csőfektetés nélkül.

Ábra 6. Garadna és Sebes források hozamainak kivétele Lillafüreden vízszintsüllyesztés alkalmazásával



4. Sebes forrás

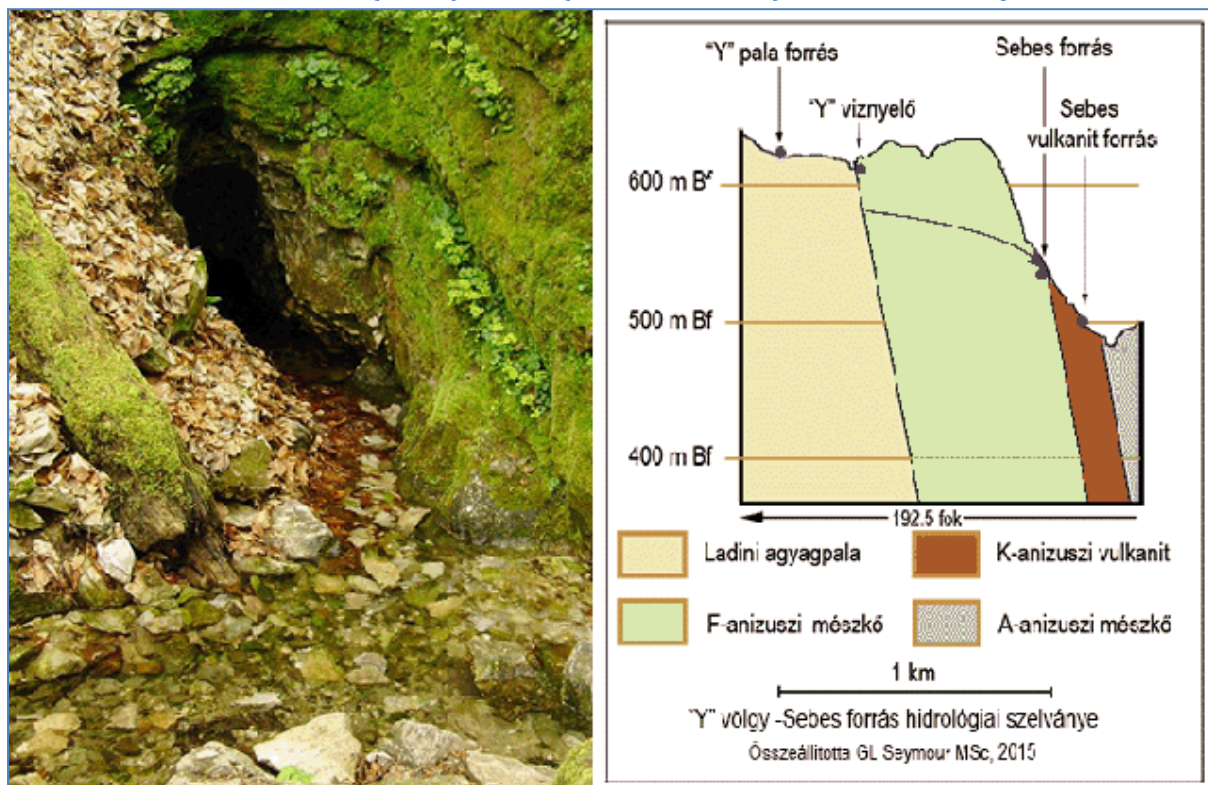
A hosszú időszakos vízkivételi kísérlet végrehatásához a választás a Sebes forrásra esett aktív karsztvízrendszerének kis kiterjedése, és jól nyomozható jellege, bármiféle vízellátástól független volta, valamint a turisták közötti népszerűtlensége miatt.

Sebes forrás, egy négytagú csoport, a Kelet-bükki Garadna völgy déli oldalán nyíló Sebes völgyben fakad a meredeken kapaszkodó völgy felső végén, a völgy hosszának nagyjából felétnyi, a Garadna völgyben futó ómassai műúttól mintegy 500 méternyi gyalogos távolságra. A felső völgyszakasz meredek lejtőjét az erózió ellenálló, meredek dőlésű vulkanit preformálta. A vulkanit magas, déli határával érintkező felső-anizuszi mészkőből fakadnak a forrás csoport tagjai.

A forrás 524 méter Bf magasságban, a Garadna völgyi erózióbázis mértékadó szintjeit és lejtőjét jelző Garadna (498.61 m Bf) és Margit (341 m Bf) források felett 25.4, illetve 183 méter magasan bukik át a mészkőréteget Északon lezáró vulkanit rétegbe mélyen bevágódott, és eltemetett küszöb fölé települt mésztufalerakódás felszínén.

Sebes (-1), a forráscsoport legjelentősebb és közismert tagja, a mészkővel érintkező és vízzáró vulkanit déli, magas határa közelében, a mésztufa plató legmagasabb szintjén, egy 57 fokban Nyugatra dőlő szűk repedésből fakad (Ábra 7.).

Ábra 7. Sebes (Huba) forrás (Északról nézve) és D-É-i szelvénye



A (Nagy) Sebes- (Sebes (-1)) forráshoz további három kis forrás tartozik. Sebes 2 és 3 a főforrástól Keletre, Sebes- 4 a főforrástól Nyugatra, egy 50 - 100 méter sugarú távolságon belül, kissé magasabb térszíneken helyezkednek el. Mindhárom kis forrás foglalatlan, és csupán időszakosan, vízbőség idején működnek. Működésük időtartama és hozamaik a karsztvízszint évszakos magasságának függvényében változnak. Sebes- 2, 3 és 4 források térszíni helyzetei a Sebes-1 forrás körül kialakult depressziós fél-tölcsér elemeinek a térszíni magasságát jelzik.

Egy további kis, állandó forrás fakad a völgy talpon, a mésztufa lerakódás határától közvetlenül Északra, a vulkanit réteg egy vékony, Észak - Dél irányú repedéséből. Hozama a milliliter / perc nagyságrendben van, és a karsztos mészkőben felépült hidrosztatikus nyomás hajtja át vizét a vulkanit szűk repedésén.

A völgy felső szakaszán a vulkanit rétegre legalább 10 méter vastagságú mésztufa takaró rakódott le a forrásból. A mésztufa kis platót képez a forrás jelen szintjén, amely meredek, a mésztufára jellemző lépcsőzéssel kivékonyodik és felszíne becsatlakozik a törmelékkel fedett szálkőzetből álló völgy aljzatba.

Az uniformitás elve alapján nagyon valószínű az, hogy a mésztufa takaró egy eltemetett forrást rejt valami mélységben, hasonlóan Felső- Szinva völgy mésztufában eltemetett, valamint a hegységet feldaraboló, magasan feltöltött völgyek karsztforrásaihoz.

Nagy Sebes forráscsoporthoz egyszerű karsztvíz rendszer tartozik, amely a kísérlet végrehajtása idejéig három azonosított, de még feltáratlan barlang ág segítségével gyűjti és szállítja a vízgyűjtő területén beszivárgott csapadékvizeket a forráshoz:-

- déli, a mészkőréteget teljes vastagságában, közel merőlegesen átszelő Y völgyi ág,
- keleti, a mészkőréteg csapása mentén kialakult Fenyvesréti ág, amelyjel a Sebes rendszer a Létrási Vizesbarlang karsztvízrendszeréhez csatlakozik,
- nyugati, Kis Sebes időszakos forrás felől becsatlakozó, szintén csapás mentén kialakult ág, amelyen keresztül a Sebes vízrendszere a Garadna forrás karsztvízrendszeréhez kapcsolódik.

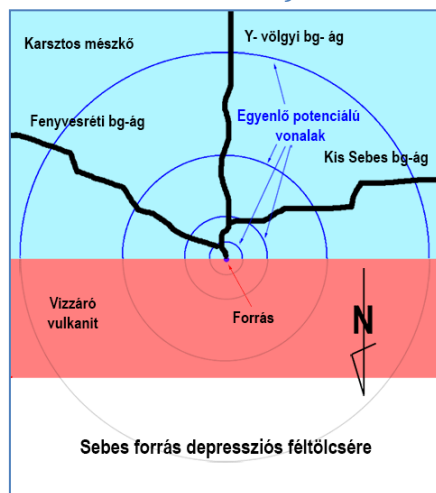
1955. év áprilisában végrehajtott nyomjelzés eredménye alapján a forrás közvetlen kapcsolata a Délre elhelyezkedő "Y" völgyi víznyelővel bizonyított (Appendix 1.). Terepbejárások észlelései szerint közvetlen kapcsolata erősen valószínűsíthető Nyugaton a Kis Sebes időszakos forrással, Keleten pedig a Fenyvesréti- víznyelővel. Az utóbbi kapcsolatot később, 1965. augusztusában elvégzett nyomjelzés megerősítette (Appendix 2.).

A Sebes karsztvízrendszer Y- völgyi ágát 2010-es években teljes hosszában feltárta a Marcel Loubens Barlangkutató Egyesület, és behatolt a Keletről becsatlakozott Fenyvesréti ág kezdeti szakaszába a forrás oldalán.

A fent mondottaknak megfelelően, a forrásból kiömlő víz a szélrózsa három főirányából, Keletről, Délről és Nyugatról érkezik a forráshoz. A három irányban kialakult barlangjáratoknak köszönhetően az áramlás radiálisnak fogható fel a forrás közelében azzal a megszorítással, hogy a radiális áramlás északi komponense

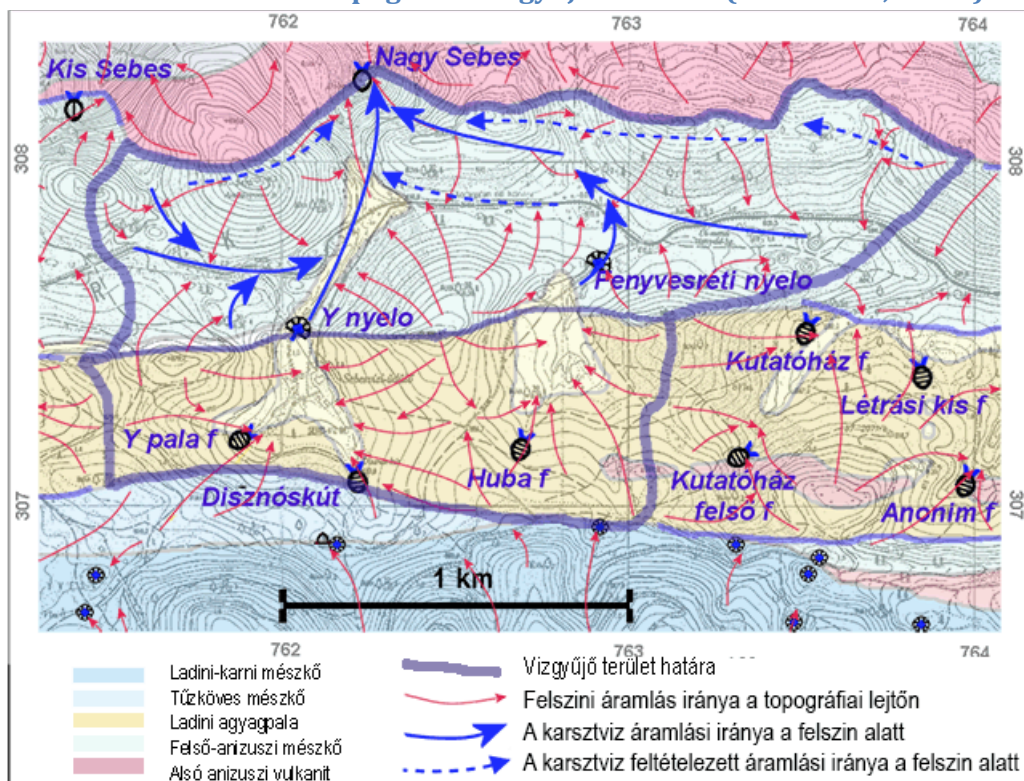
hiányzik a mészkőréteget Északon lezáró meredeken északi dőlésű vulkanit rétegek vízzáró jellege és helyzete miatt. A forrás körül ezért a vízszint depressziós tölcseré helyett csupán depressziós fél-tölcser alakulhatott ki (Ábra 8.).

Ábra 8. Depressziós fél-tölcser a Sebes forrás vízkibocsájtó pontja körül (sematikus ábrázolás)



A forráshoz 2.18 km² topográfiai vízgyűjtő tartozik, abból 0.91 km² agyagpalán, 1.27 km² pedig a meredek dőlésű mészkőrétegekből felépült karszt felszínén foglal helyet (Ábra 9.).

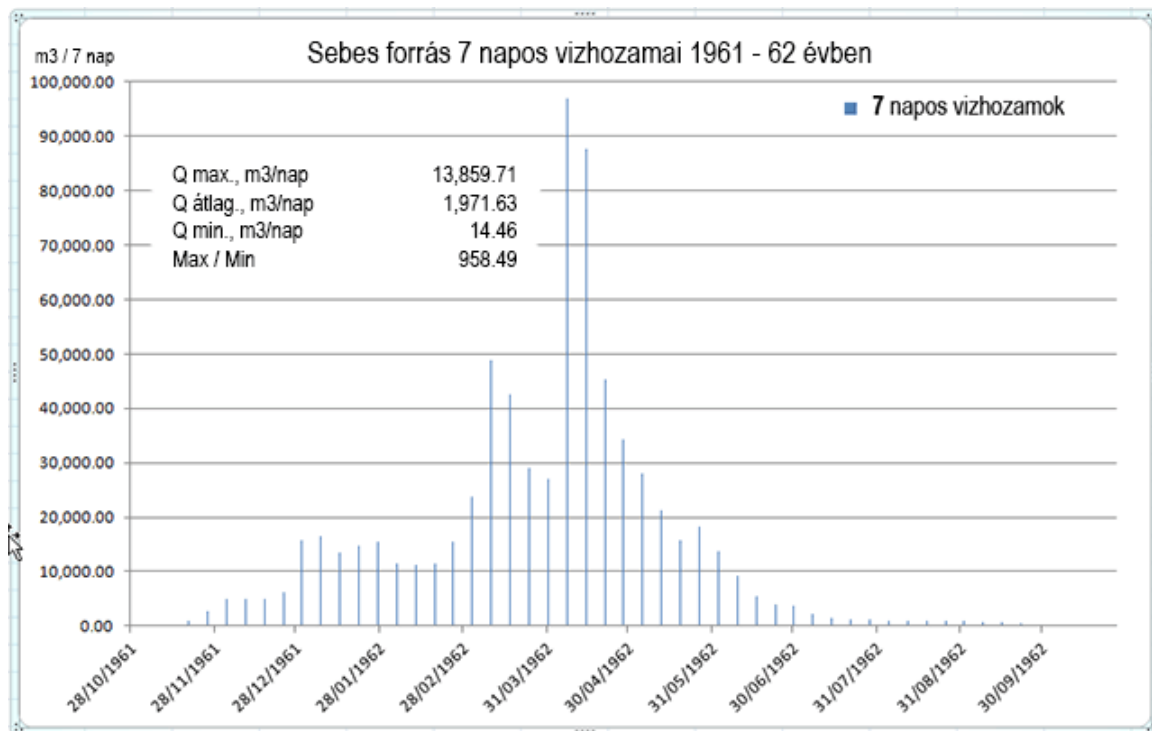
Ábra 9. Sebes forrás topográfiai vízgyűjtő területe (Szabó et Al, 1966.)



Az 1961 - 62 hidrológiai évben végrehajtott heti egy alkalommal végzett vízhozam mérések alapján a forrás évi hozama 720,000 köbméterben adódott. Ez az érték a vízgyűjtőre hullott évi csapadék 40 százalékának beszivárgását jelzi. A forráshozam

évi eloszlását Ábra 10. mutatja, a heti hozammérések részleteit pedig Appendix 3. foglalja össze.

Ábra 10. Sebes- forrás hozamának évi eloszlása



A vízhozamok mérése két módszerrel történt:-

1. 100 l / percnél kisebb hozamokat a forrásnál kialakított gyűjtőmedencében gyűjtöttük össze, és az abból kivezető deszkavályú végén kibocsájtott víz mennyiségét stopperórával és kalibrált mérőedénnyel mértük.
2. Nagyobb vízhozamokat a mésztufa lerakódás lábánál létesített gyűjtőmedencében fogtuk fel, és az abból kivezető vályú végébe beépített "V" bukógát segítségével mértük. A "V" bukót a VITUKI által rendelkezésünkre bocsájtott sablon felhasználásával készítettük el.

A vízhozam mérések hetenként egy alkalommal, liter / perc egységben történtek, amelyeket heti hozamokká alakítottunk át a következő képlettel:-

$$\text{m}^3/\text{hét} = \text{liter/perc} * 1440 * 7 / 1000$$

5. Elméleti alapok

Hazai viszonyok

Az 1960-as években a vízvezető közetrétegek hidrológiai és hidrodinamikai értékelésére hazai viszonylatban nem voltak kielégítő eredménnyel használható általános módszerek. A hidrológiai jellegű vizsgálatok értékelésére a szovjet, magyar és elavult francia úgynevezett "mérnöki megoldásokat" alkalmazták, amelyek viszonylag egyszerű matematikai képletekből álltak, és valósnak tűnő eredményeik kialakításához a projekthez szabott konstansok és korrekciós tényezők beépítését alkalmazták. A konstansok és korrekciós tényezők beépítésének hátránya az volt, hogy az alkalmazott képlet egyöntetűségét kizárták, ezért nem állhatott össze egy összehasonlítási alap a vizsgált projektekből.

Az általános karszthidrológiai ismeretek hiánya, valamint a helyi karsztismeretek elégtelensége miatt a Bükk hegységi karsztos vízvezető hidrológiai mechanizmusának, valamint paramétereinek valamiféle becslésére sem volt szakmailag elfogadható lehetőség.

Nyugati klasszikus ismeretek

Az egyéni jellegű megoldások helyett a nyugati szakemberek általános érvényű, és összehasonlítható kimenetelű megoldások kialakítására törekedtek. Vizsgálataik kiinduló pontjában Darcy (1856) törvénye, a hidrogeológia alaptétele állt. Darcy törvénye a víz áramlását írja le porózus áteresztő anyagban.

C. V. Theis (1935) Darcy törvénye bevonásával vizsgálta egy porózus vízvezető rétegből történt vízkivétel mennyiségének és a kapcsolódó vízszint változás idősorának összefüggését. A vizsgálati eredmények segítségével Theis kifejlesztette a vízvezető közetrétegek alapvető hidrológiai paramétereinek, az áteresztő képesség és tároló kapacitás mértékének mennyiségi meghatározását a rétegbe mélyített kút szivattyúzása segítségével. A paraméterek gyakorlati számításához azonban egy típusgörbe alkalmazására volt szükség, ami beszerezhetetlen volt Magyarországon az 1960-as évek első felében.

Cooper és Jacob analitikai módszere

1946. évben Cooper és Jacob egy általános grafikus megoldást publikált a vízvezető réteg áteresztő képességének és tároló kapacitásának becsléséhez (APPENDIX 4.).

Cooper és Jacob analízise a vízkivétel kezdetétől a leszívás progresszív mértékének az idő logaritmusan ábrázolt pontjaihoz illeszthető **egyenes lejtésének**, Δs , és az egyenes valamint az idő skála Zéró magasságának metszéspontján leolvasott t_0 idő értékének felhasználásával becsli a vízvezető képződmény hidrogeológiai áteresztő képességét és tárló kapacitását.

Cooper és Jacob úgy találták, hogy Theis nem- egyensúlyi állapotú hidrológiai viszonyok vizsgálatához összeállított $w(u)$ kútfüggvényének értékeléséhez felállított végtelen sorozatot tartalmazó formulának (Egyenlet 1) csupán az első két tagja ad szignifikáns értéket nagy t idő és kis r rádiusz esetében.

$$w(u) = 0.5772 - \ln(u) + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots \quad (1)$$

A végtelen sorozat elhagyásával egyszerűsített képletből levezetett T transzmisszivitás és S tároló kapacitás számításához alkalmazható képletek a következőképpen alakultak:-

$$T = \frac{2.303Q}{4\pi\Delta s} \quad (2)$$

ahol –

T Transzmisszivitás ($m^3/nap/m = m^2/nap$)
 Q Vízkivételi ráta - konstans a kísérlet időtartama alatt (m^3/nap)
 Δs A leszívás pontjaihoz illesztett egyenes lejtője - leszívás mértéke egy logaritmus ciklusnyi idő alatt (méter/ log ciklus),

és

$$S = \frac{2.25Tt_0}{r^2} \quad (3)$$

ahol –

S Tároló kapacitás ($m^3/m^3 = 1$, ezért dimenzió nélkül, valójában tizedes százalék)
 t_0 A leszívás pontjaira illesztett egyenes metszése az idő tengelyen (nap)
 r A megfigyelő kút horizontális távolsága a szivattyúzott kúttól (méter)

A módszer alkalmazhatásához a következő feltevéseknek kellett megvalósulniuk:-

1. A vízvezető képződmény területi kiterjedése végtelen. - *Teljesült annyiban, hogy a vízkivétel során az egyenletes vízszint süllyedés mértékében olyan változás nem állott be a vízkivételi kút hatáskörében, ami a vízvezetőképesség térbeli határának elérésére utalt volna, kivéve Északon a meredek dőlésű vulkanit vízrekesztő határát, amely a leszívás során kialakult depressziós tölcsezt lefelezte. Ez a körülmény a hidrogeológiai paraméterek értékelése során kap megfelelő figyelmet.*
2. A vízvezető képződmény homogén, izotróp és vastagsága egyöntetű. - *Nagy tömegben, például 100 x 100 x 100 méteres blokkokban, teljesülnek a*

homogenitás és egyenletes vastagság kritériumai. A tér mindhárom dimenziójában kifejlődött, és korrózió által erősen tágított makro- és mikro-repedéshálózat megközelítheti az áteresztés izotrópiáját a forrás közelében.

3. **A megfigyelő kút teljes vastagságban keresztül hatol a vízvezető rétegen.** - *Teljesült, a megfigyelő kútban harántolt nyitott vízvezető makro-apertúrák behálózzák a forrás környezetét biztosítva virtuálisan kút jellegű hozzáférést a vízvezető képződmény teljes vastagságához.*
4. A víz a kúthoz vízszintesen áramlik. - *Teljesült.*
5. A vízvezető képződmény feszített tükrű. - *Teljesült, a szivattyúzott réteg a Jelen kori erózió bázis alatt helyezkedik el, amely felett a hideg karsztvízzel telített zóna nyugszik. Ennek a hideg zónának a felszíne nyitott az atmoszféra felé, és lezárja az alatta fekvő telített karszt felszínét, kialakítva annak feszített tükrű (nyomás alatt áramló) jellegét.*
6. A vízáramlás ingadozó (unsteady, nem egyensúlyi). - *Teljesült, eredeti állapotában a vízáramlás mennyisége nem állandó, egy átmeneti állapotban van, amelyben a víz áramlási sebessége változik Zéró és egy áramlási sebesség között.*
7. A tároló azonnal kibocsátja a vizet a hidraulikus potenciál csökkenésével. - *Teljesült.*
8. A vízkivételi kút átmérője kicsi annyira, hogy a benne tárolt víz hatása a megfigyelő kútra elhanyagolható. - *Teljesült.*
9. Az ***u*** értékek kicsik (***r*** sugár kicsi, és ***t*** idő nagy). - *Teljesült.*

Cooper és Jacob megoldása lehetővé tette a karsztvíz leszívásával nyert adatok segítségével értelmezni a karsztvíz viselkedését és a karszt hidrogeológiai paramétereinek, T transzmisszivitás és S tárolókapacitás becslését.

Néhány alapfogalom

A kísérlet eredményének értelmezéséhez a hidrodinamika néhány alapfogalmának ismerete szükséges, amelyet a régi platformon állók számára a következőkben foglalunk össze (Ábra 11).

1. Hidraulikus **gradiens** - a nyílt felszínű, atmoszférával a lefedő rétegek pórusain, vagy repedésein keresztül kommunikáló vízvezető rétegben a víz áramlását gravitációs energia hajtja. Hidrogeológiában a gravitációs energia mértéke a gradiens, amit a lejtő egységnyi vízszintes távolságra eső magasság mértéke fejez ki:

$$i = \Delta h / \Delta l,$$

ahol

Δh a vízszintes sík két pontja közötti magasság különbség, és

Δl pedig a két pont közötti vízszintes távolság konzisztens egységben.

A kifejezés dimenziója m / m , ami dimenziótalanná (1) egyszerűsödik.

2. **Darcy törvénye** - a víz áramlását írja le egy porózus áteresztő anyagban:-

$$Q = K * i, \text{ vagy } Q = T * i$$

ahol

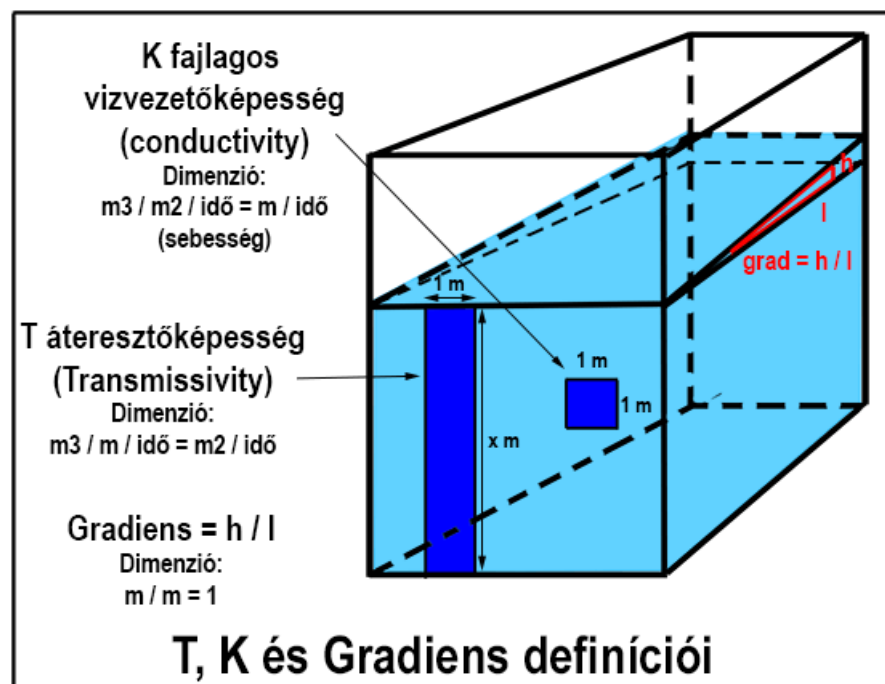
Q a ki-, vagy átbocsájtott vízmennyiség,

i a gradiens, és

K , vagy T a Kőzet vízvezető, vagy a réteg áteresztő képessége.

3. **A kőzet hidraulikus vízvezető képessége (K fajlagos vízvezető képesség)** - az áramlás hatékonyságának mértéke, a víz hatékony szivárgása a vízvezető kőzet pórusainak, vagy repedéseinek apertúráin keresztül. Mértéke a vízvezető keresztmetszvény egységnyi területén egységnyi idő alatt keresztülszivárgó víz mennyisége. Dimenziói: $m^3 / m^2 / \text{idő}$, ami $m / \text{időre}$ egyszerűsödik.
4. **A réteg transzmisszivitása, T** - a vízáramlás hatékonyságának a mértéke egy vízkivételi ponton, mint például egy kút. Mértéke a vízvezető keresztmetszvény teljes vastagságának egy méter szélességű területén időegység alatt keresztülszivárgó víz mennyisége. Dimenziói: $m^3 / m / \text{idő}$, ami $m^2 / \text{időre}$ egyszerűsödik.

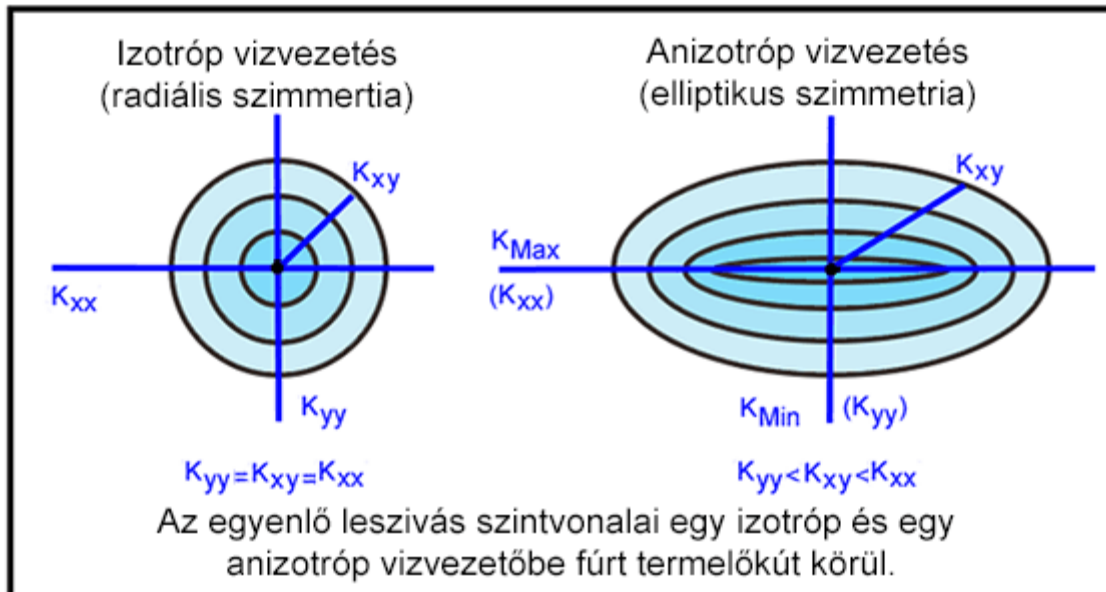
Ábra 11. T , K és Gradiens grafikus definíciói



5. **Tároló kapacitás** - a telített vízvezető réteg egységnyi térfogatából gravitációs áramlással felszabadítható víz mennyisége (vagy a hatékony elsődleges és/vagy másodlagos porozitás) az egységnyi köztérfogat tizedes töredékeként kifejezve, dimenzió nélkül.
6. **Darcy féle áramlási sebesség** - Darcy képletével számított hidraulikus vezetőképesség dimenziói $m / \text{időre}$ egyszerűsödik, ami a sebesség dimenziója. A valódi és Darcy féle sebességek közötti különbség az, hogy a valódi sebesség a vízrészecskék tényleges sebességét adja meg, Darcy sebessége viszont az átszivárgott mennyiségre mutat.

7. **Hidraulikus izotrópia és anizotrópia** - Izotróp vezetőképességű vízvezetőben a hidraulikus vezetőképességet radiális szimmetria jellemzi. A vízszintes fekvésű, laza törmelékes kőzetekre jellemző radiális szimmetria helyett a megszilárdult és szerkezetileg erősen igénybevett, különösen a meredek dőlésbe felgyűrt rétegekben az izotróp jelleg anizotrópiává módosul a réteglapok, szerkezetileg irányított repedezettség és elválási lapok mentén kialakult másodlagos áteresztőképességnek köszönhetően. Az anizotrópiára elliptikus szimmetria jellemző - az izotróp vizezetők radiális szimmetriája helyett (Ábra 12.).

Ábra 12. Hidraulikus izotrópia és anizotrópia



6. A kísérlet műszaki kiépítése

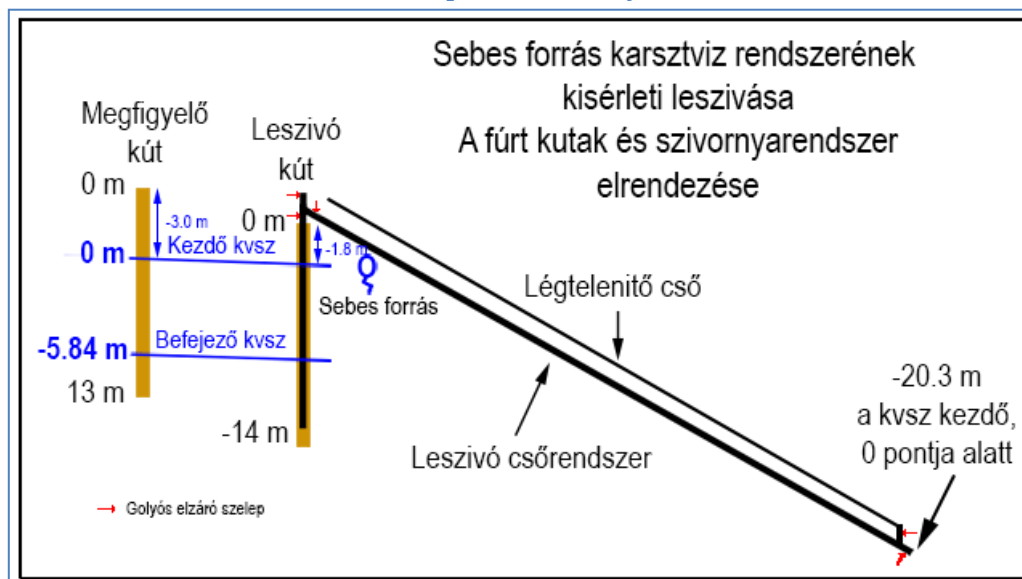
A kísérlet sikeres végrehajtásához hosszú időszakban fenntartható, egyenletes hozamú vízkivételt kellett biztosítani. A megszakítás nélküli egyenletes vízkivétel kritériuma nem látszott biztosíthatónak felszíni, vagy búvár szivattyú alkalmazásával, mert a meghajtásukra alkalmazható belső égésű motor állandó, napi három műszakos felügyeletet igényelt, ami hosszú időszakban nem volt megvalósítható önkéntes munkában.

A kísérletet szponzorozó, és az infrastruktúrát megvalósító Északmagyarországi Földtani Kutató- Fúró Vállalat Putnoki üzemegységének mérnökei egy, a szándékozott vízkivételi ráta többszörösét biztosító, nagy kapacitású szivornya rendszer kiépítését javasolták, aminek a karsztvízszint süllyedésével (hatásában a vízemelés magasságának növekedésével) együtt járó hozamcsökkenését korrigálni lehetett a rendszerbe beépített golyós elzáró szelepek segítségével.

A vizsgálathoz szükséges 100 mm átmérőjű kutakat a kőfejtőkben használatos lánctalpas, önjáró, légkalapácsos fúróberendezés mélyítette. A vízkivételi kút 14.0 méterig, a megfigyelő kút pedig 13 méterig mélyült. A két fúrás közötti távolság (r, sugár) 17.25 méter volt.

A szivornyarendszert a Szponzor gyakorlott személyzete építette ki új, a fúrások vízellátásához alkalmazott 76 milliméter átmérőjű acél vízvezeték csövekből. A rendszerbe öt golyós szelep elzáró szerkezet, valamint egy 25 mm-es, lágy műanyagból készített légtelenítő cső épült be (Ábra 13.). A szelepeknek a rendszer feltöltésében, légtelenítésében, a rendszer működésének indításában és elzárásában, valamint a hozamok szabályozásában volt szerepük.

Ábra 13. A kiépített szivornya rendszer



Az elzáró szelep szabályozó karja alá helyezett, egyenletes beosztású tárcsa mutatta a szelep nyitott állapotának mértékét, ennek a vízhozam korrekciójában volt szerepe.

A kísérlet elindítása előtti hónapokban többször beindítottuk a szivornya rendszert működésének ellenőrzése és a hozam szabályozás tanulmányozása, valamint a terepi rutin kialakítása céljából.

A kísérlet beindítása előtti hónapban nem volt vízkivétel a forrásrendszerből a természetes vízkibocsájtás kivételével.

7. A kísérlet végrehajtása és első eredményei

A kísérlet végrehajtására a legalacsonyabb forráshozamok évszakában, 1963. év október és, november hónapjaiban került sor.

A forrás vízhozama 30 perccel a kísérlet kezdete előtt, 1963. október 18-án 17 óra 30 perckor 23.0 l/perc, vagy 33.12 m³/nap értékben adódott. Ez a hozam 22 százalékkal bizonyult magasabbnak, mint az előző év azonos napjának hozama.

A megfigyelőkútban a karsztvízszint mélysége 3.0 m volt a kút kollár alatt.

Hozam- és vízszintmérés eszközei

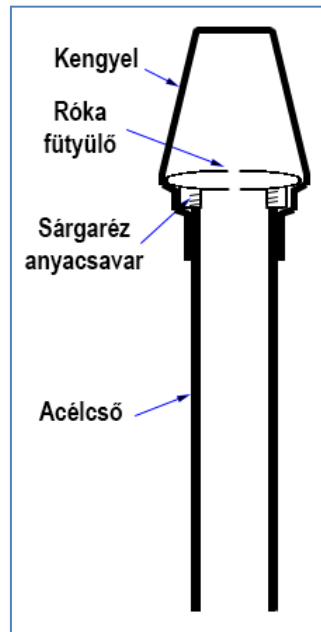
1. A **forráshozam** méréséhez a forrás által kibocsájtott vizet egy kis medencébe gyűjtöttük össze, amelyből egy kivezető, deszkavályún áramlott kifelé a víz. A kiáramló víz mennyiségét a csatorna végén mértük stopperórával és egy 5 literes kalibráló jellel ellátott tartály segítségével.
2. A **szivornya vízhozamát** 200 literes üzemanyag hordóval és stopperórával mértük. A hordó egyik fenekét eltávolítottuk a feltöltés és ürítés könnyítése céljából,
3. A **megfigyelő kútban észlelt vízszint** magasságát és annak változásait síppal mértük. A mélyfúró iparban használatos vízszintmérő síp túl nagy átmérője azonban komplikációkhoz vezetett a légkalapáccsal mélyített, béleletlen, durva falú fúrásban. További gondot okozott az is, hogy a fűtőlő megszólaltatásához szükséges áramló légmennyiség biztosítása olyan gyors vízbeeresztést kívánt a kisátmérőjű fúrásban, amely 4 - 8 cm hibát okozott a vízszint mélységek leolvasásában. Bár elektromos vízszintmérés egy opció volt, az elektródok hosszú távú, üzembiztos szigetelése azonban nem bizonyult megvalósíthatónak a Szponzor, Északmagyarországi Kutató- Fúró Vállalat, geofizikusai szerint.

Egy hatékony, érzékeny akusztikus síp jelzőberendezést kellett építenünk, Hangforrásként az úgynevezett rókasípot alkalmaztuk (rökavadászaton használják a róka csalogatására, kisebb változatát a "csipogó" játék babák hátába szokták beépíteni).

A rókafütyülőt egy 18 mm-es sárgaréz anyacsavarhoz forrasztottuk forrasztó ezüsstel, a csavarba pedig illeszkedő menettel ellátott, 8 cm hosszú csődarabot szorítottunk be. Az anyacsavarhoz és illeszkedő csőhöz egy forrasztóezüst huzalból kialakított kengyelt forrasztottunk, amellyel a berendezést egy megfelelő hosszúságú műanyag mérőszalaghoz lehetett erősíteni (Ábra 14).

Az így elkészített jelzőberendezéssel a vízszintmérés pontossága 2.5 mm-en belül maradt.

Ábra 14. Rókasíp - Fox Whistle - szerszám a fúrólukban észlelt vízszint mérésére.



Leszívás

A szivornya rendszer 1963. október 18-án 18 órakor indítottuk el. Az egyenletes vízkivétel mértékét 260 l/percre állítottuk be. A légköri nyomásváltozásokkal és a leszívás mértékének növekedésével azonban a vízhozam mérsékelten változott, főleg csökkent. A csökkenéseket korrigáltuk a szivornya rendszer alsó, vízkibocsájtó végébe beépített golyós szeleppel. A vízhozam ingadozásának mértéke 9 százalékon belül maradt a leszívó fázis során. A leszívás befejezése után a tényleges hozama 248 l/percben ($357.12 \text{ m}^3/\text{nap}$) adódott a mért vízkivételi ráták idővel súlyozott átlagolása után.

A leszívás mértékét a tényleges forráshozam tíz-szerese körüli értéken igyekeztünk tartani abban a reményben, hogy néhány nap, de legfeljebb 1 hét alatt a vízkivételi fúrásban leszívásra rendelkezésre álló mélysége kimerül, s így a kísérlet maximális időtartama legfeljebb 2 héten belül marad. Valóságban azonban az történt, hogy a vízszint 21 nap után is hatékony magasságban maradt, viszont a szivornya kifogyott a hozam további korrekciós lehetőségéből, nem hagyva módot a szivornya hozamának további igazítására.

A vízkivételt **30,240 perccel** a kísérlet kezdete után (21 nap folyamatos leszívás után) 1963. november 8-án 18 órakor leállítottuk.

A leállítás pillanatában a megfigyelő fúrás vízszintje 5.84 méterrel állt a kezdeti vízszint alatt, következésképpen a karsztvízszint 5.84 métert süllyedt a megfigyelő fúrás térségében.

A 30,240 perces folyamatos vízkivétel során kerek számokban $7,500 \text{ m}^3$ vizet vontunk ki a Sebes forrás karsztvízrendszeréből. Ebből 700 m^3 a várható napi forráshozamokból adódott össze, $6,800 \text{ m}^3$ pedig a karszt erózió bázis alatti természetes tárolókapacitásából került elvonásra.

Feltöltődés

A kísérlet második szakaszában a leürített természetes tároló kapacitás visszatöltődését figyeltük meg.

Már a leszívó szakasz második felében a környezet karsztforrásainak hozamai láthatóan emelkedő irányzatot mutattak, tehát a vízrendszer feltöltése megkezdődött a kísérlet leszívási ciklusában. A visszatöltődés megfigyelt időszakában a környezet észlelt forrásainak hozamai jelentősen tovább emelkedtek, tehát a helyi, valamint regionális karsztvízrendszerek évi feltöltése már menetrendszerűen folyamatban volt.

Bár a visszatöltődés mért adatai is értékelhetőek elvben, hasonlóan a leszívás adataihoz, a szükséges részletek felvételére azonban nem volt lehetőség a kísérlet végrehajtásának önkéntes munkában történt jellege, pontosabban abból származó munkaerőhiány miatt. A visszatöltődés megfigyelése ezért arra korlátozódott, hogy megállapítsa a kísérletben leürített tároló kapacitás természetes, főleg az évszakos feltöltésből származó, csapadék eredetű visszatöltésének menetét és mértékét. A visszatöltődés befejezésének kritériuma a forrás megindulása, és hozamának visszaállása a kezdeti 23.00 l/perc hozamra volt.

A feltöltődés vizsgálata a szivornya leállításával vette kezdetét. A visszatöltődés kritériumát a forrás **30,300 perc** alatt, 21 nap és 1 óra múlva, 1963. november 29-én 19 órakor érte el. Ez idő alatt a beindult csapadékos évszak beszívárgásai 6,800 m³ vizet töltöttek vissza a Sebes karsztvízrendszer erózió bázis alatti természetes víztároló hézagaiba.

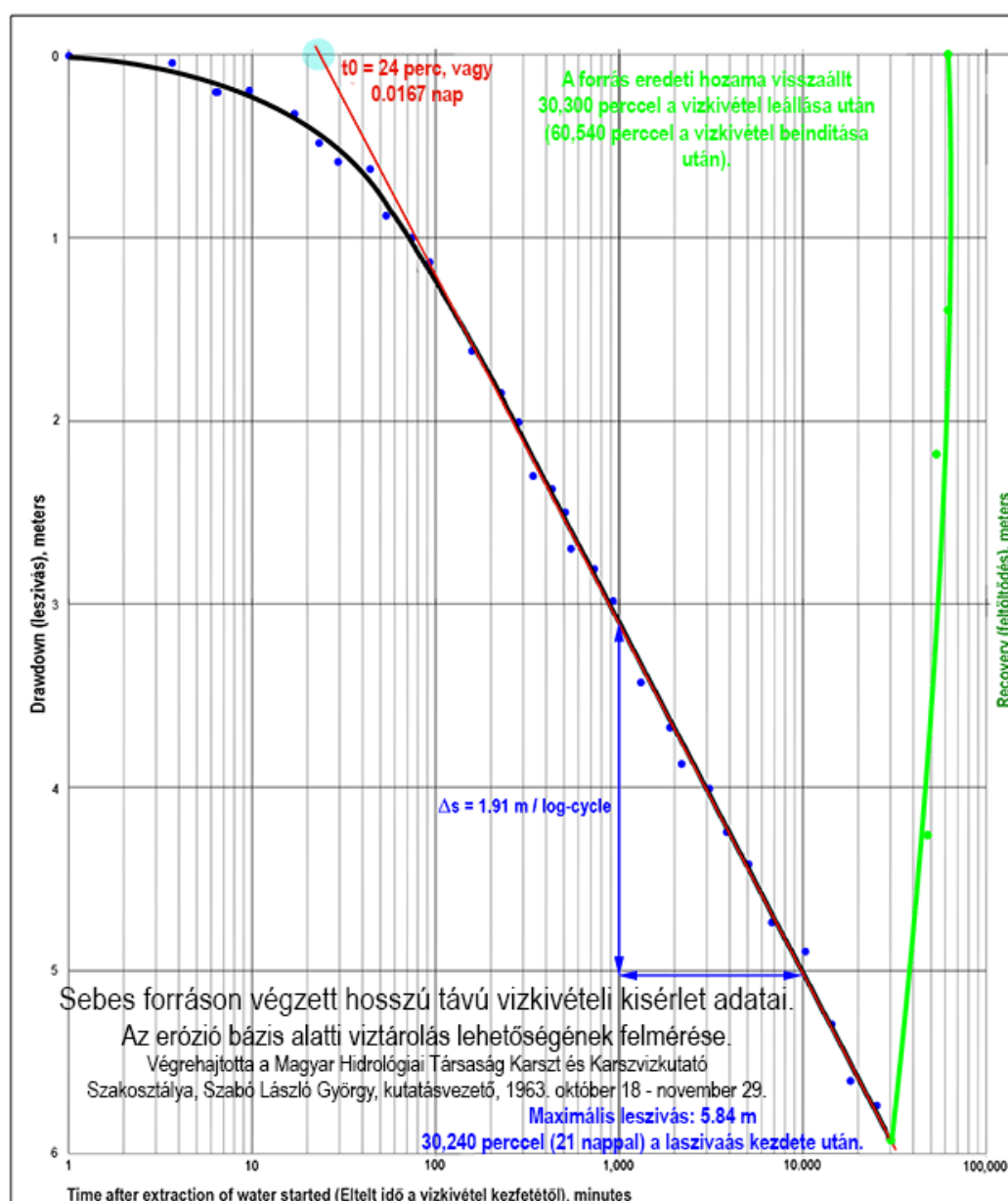
Az erózió bázis alatt 5.84 méterig terjedő leszívással, a legalacsonyabb vízhozamokkal jellemzett időszak hozamának közel 10-szeresét sikerült folyamatosan kitermelni 21 napon keresztül, majd ugyanez a vízmennyiség visszatöltődött a feltöltési időszak viszonylag alacsony hozamokkal jellemzett kezdeti szakaszának további 21 napja során.

8. A kísérleti adatok értékelése

Leszívás

A megfigyelőkútban végzett vízszintmérések adatait ál- logaritmus beosztású papírra felraktuk oly módon, hogy s vízszintek a lineáris, a hozzájuk tartozó t idők, percekben, pedig a logaritmus skálára kerültek. A pontokhoz, amelyek egy egyenes mentén helyezkedtek el, egyenest illesztettünk (piros vonal, Ábra 15.).

Ábra 15. A kísérlet során észlelt vízszintsüllyedések értékelése



Az egyenes által így meghatározott t_0 és Δs értékekkel valamennyi adat rendelkezésre állt **a transzmisszivitás és tároló kapacitás elvi értékeinek** számításához:-

| | |
|--|----------------------------|
| Víz kivétel: (248 l / perc) | 357.12 m ³ /nap |
| r, sugár (távolság a vízkivételi és megfigyelő kutak között) | 17.25 m |
| t_0 (leolvasva) | 0.0167 nap |
| Δs (leolvasva) | 1.91 m |

Az ismert értékek Egyenlet 2-be történt behelyettesítésével megkaptuk **T transzmisszivitás elvi** értékét:-

$$T = (2.303 * 357.12 \text{ m}^3 / \text{nap}) / (4 * 3.14 * 1.91 \text{ m}) = 34.28 \text{ m}^3 / \text{m} / \text{nap}.$$

A vízvezető képződmény teljes vastagságának egy méter széles szelvénye naponta 34.28 m³ vizet bocsájtott keresztül a leszívás időtartama alatt.

Az **S tároló kapacitás elvi** mértékét Egyenlet 3-ból számítottuk:-

$$S = (2.25 * 34.28 * 0.0167) / (17.25^2) = 0.0043 \text{ m}^3 \text{ víz} / \text{m}^3 \text{ mészkő}.$$

A kísérlet által érintett területen a karsztos mészkő köbmétere 4.3 liter vizet képes elvileg tárolásba venni, vagy tárolóból kibocsájtani.

A számított elvi értékek azonban jelentősen alulbecslik a valós értékeket annak köszönhetően, hogy a forrás hatáskörében a depressziós tölcsernek csupán a fele alakulhatott ki a vulkanit határ miatt, amint a korábban bemutatott Ábra 8. demonstrálja. Az adott, valós helyzetben a kivett vízmennyiség csupán egy teljes depressziós tölcser feléről származott, ezért a számított értékek csupán a felét mutatják a teljes depressziós tölcserhez tartozó vízvezető képződmény hidrológiai paramétereinek. Ennek megfelelően, **a hosszú távú kísérlet mért adatsorából számított valós hidrológiai paraméterek a következőképpen alakultak:-**

$$T \text{ transzmisszivitás: } 34.28 * 2 = 68.56 \text{ m}^3 / \text{m} / \text{nap, és}$$

$$S \text{ tároló kapacitás: } 0.0043 * 2 = 0.0086 \text{ m}^3, \text{ vagy } 8.6 \text{ liter víz} / \text{m}^3 \text{ mészkő}.$$

Feltöltődés

A természetes feltöltődés mértékét csupán széles időközökben mértük a rendelkezésre álló önkéntes munkaerő kapacitásnak a leszívás elnyújtott időtartama

során történt felhasználása miatt. A szórványos mérések azonban értékes ismeretet tártak fel.

A visszatöltődés néhány mérési pontjához illesztett görbe (zöld görbe, Ábra 12.) a szokásossal ellentétes irányú görbületet mutat. Ennek oka a karszt jellegzetesen gyors feltöltődésében rejlik, ami a karsztban jelen lévő csatornarendszer és repedéshálózat együttesének köszönhető.

A karszt repedezett és oldással tágitott vízvezető apertúráiban a leszivárgás annyira gyors egy szemcsés porózus vízvezetőhöz viszonyítva, hogy - a mérési adatok tanúsága szerint - a kialakult depressziós tölcser felszámolásához szükséges vízmennyiség jóval gyorsabban jutott le a karszt telített zónájába még a feltöltési időszak kezdeti, alacsony beszivárgó hozamaiból is, viszonylag gyorsan emelve a karsztvízszintet.

Porózus anyagban a vízutánpótlás leszivárgása oly lassú folyamat, hogy a vízkivétellel teremtett depressziós tölcser visszatöltéséből származó gradiens csökkenés és a szivárgási sebesség azzal járó lassulása következtében a vízszintemelkedés sebessége csökken, leesik annyira, hogy teljes visszatöltődés nem következik be belátható időn belül. Ennek megfelelően, az emelkedő vízszint pontjaihoz illesztett vonal lejtője meredektől csaknem vízszintesig folyamatosan csökken (a görbe befejező szakasza a végtelen felé mutat).

A mondottaknak megfelelően, az erózióbázis alatti tárolóból 21 nap alatt kivett 6,800 m³ vízmennyiség teljes mértékben visszatöltődött 21 nap és egy óra alatt.

9. Megállapítások és következtetések

1. Az elvégzett munka csupán részben, 5.84 méter mélységig tárta fel az erózióbázis alatti karsztosodás kiterjedését. Ennek ellenére a munka elérte célját, mivel főcélja a Jelen erózióbázisa alatti hideg karszti tárolókapacitás jelenlétének megállapítása és minőségének vizsgálata volt a rendelkezésre álló szerény eszközök maximális kihasználásával. A részletek teljes feltárása lényegesen több anyagi, eszköz és munkaerő forrást igényel. Sebes forrás környezetében az erózióbázis alatti tárolókapacitás mélységi kiterjedésének elfogadható becsléséhez más természetű indikáció nem áll rendelkezésre a vulkanit réteg szerkezeti helyzete és a vulkanit - mészkő kontakt mésztufával elfedett állapota miatt. Következményeként a vulkanit küszöb, amelyen a mészkőből kilépő víz átbukott a mésztufa lerakódása előtt, rejtve maradt.
2. Mivel a küszöb szintje alatt egy mélyebb szintű kiömlő nyílás és ahhoz kapcsolt gravitációs meghajtású vízáramlás nem várható, ezért ott hatékony karsztosodás már nem mehetett végbe a gravitációs meghajtáshoz között hideg karsztvíz erozív áramlásának hiánya miatt.
3. A vízrekesztő tulajdonsággal rendelkező mésztufa lerakódása előtt a karsztfejlődés mélységi térszíne egybeesett a vulkanit rétegben kifejlődött hidrológiai küszöb és ahhoz kapcsolt helyi erózióbázis térszínével.
4. A vulkanit küszöb fölé 5.84 méternél vastagabb mésztufa sorozat települt, ami szükségszerűen elzárta a küszöbön kifejlődött forrásnyílást, visszaduzzasztotta a vizet a karszt belsejében, valamint felemelte a forrás szintjét és a helyi erózióbázist a Jelen felszínig, ahol a Sebes forrás vize egy, a mészkő csapásirányára diagonális repedésből lép ki a felszínre.
5. Sebes forrás Jelen kiömlő pontjával meghatározott helyi erózióbázis szintje alatt a mélységbe kiterjedő mészkőtömeg jó vízvezető tulajdonsággal és tároló kapacitással rendelkezik. A karsztos képződmény erózióbázis alatti 5.84 méter mélységig történt leszívásával a kísérlet a vízvezető képződmény hidraulikus paramétereit a következő értékekben határozta meg egy teljes depressziós tölcserre korrigálva:-

T transzmisszivitás: $68.56 \text{ m}^3 / \text{m} / \text{nap}$, és

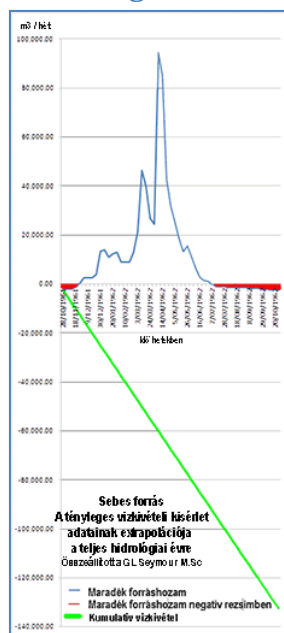
S tároló kapacitás: 0.0086 , vagy $8.6 \text{ liter víz} / \text{m}^3 \text{ mészkő}$.

6. A jó vizezető tulajdonságú karsztos zóna 5.84 méter mélységen túl terjed valami mélységig, mivel Ábra 15. tanúsága szerint, a leszívás pontjaihoz (s) illesztett egyenesben törés, meredekké válás nem jelentkezik, pontosabban az egyenes mentén elhelyezkedő pontok az egyenes lefelé hajlását, vagy törését nem indokolják, ami a mélyben csökkenő vizezető képességű zóna megjelenését jellemezné.

Leszívással közelítve a vízvezető réteg alsó határát a réteg elváltelenedése veszi kezdetét, ami a vízszintsüllyedés felgyorsulását okozza egyenletes vízkivétel mellett, az pedig a Cooper és Jacob féle egyenes lefelé irányuló törésében vagy elhajlásában jelentkezik.

7. A kísérlet során a karszt alacsony szinten beindult feltöltődését figyelmen kívül hagyva, a 21 nap alatt kitermelt $7,500 \text{ m}^3$ víz az erózióbázis alatt fekvő karsztos mészkőtömeg 872.000 m^3 -éből vonta el a vizet.
8. A tényleges vízkivételi adatok extrapolációja a teljes hidrológiai évre azt mutatja (Ábra 16. és Appendix 6.), hogy a kísérlet során fenntartott vízkivételi rátán ($2,500 \text{ m}^3/\text{hét}$, vagy $367.12 \text{ m}^3/\text{nap}$) -
- a teljes évi vízkivétel $132,500 \text{ m}^3$ lenne,
 - a karsztból elfolyó vízmennyiség maradék évi egyenlege: így $587,146 \text{ m}^3$,
 - a forrás hozamának kihasználási foka 18.4% lenne,
 - azonban az alacsony forráshozamok időszakában a forrás vízkibocsájtásának egyenlege a negatív tartományban marad 21 héten keresztül.
 - $2,500 \text{ m}^3/\text{hét}$ vízkivételt fenntartva az erózióbázis alatti tárolóból elvont vízmennyiség $-37,650 \text{ m}^3$ -re épülne fel elvileg a negatív vízkivétel tartományában.
 - Azonban az elért 5.84 m leszívással csupán $7,500 \text{ m}^3$ körüli vízmennyiség vonható el teljes bizonyossággal.
9. Az évi jellemzően legalacsonyabb forráshozamok időszakában, az alacsony hozam közel tízszeresen végrehajtott 21 napos leszívás kimenetele azt mutatja, hogy ezt a vízmennyiséget, heti $2,500 \text{ m}^3$ -t, ki lehet venni a forrás vízrendszeréből az év jelentős, 37 hétre (259 napra) becsült részében az egyébként felhasználhatatlanul elfolyó évi nagy vízhozamok terhére (Ábra 16.).

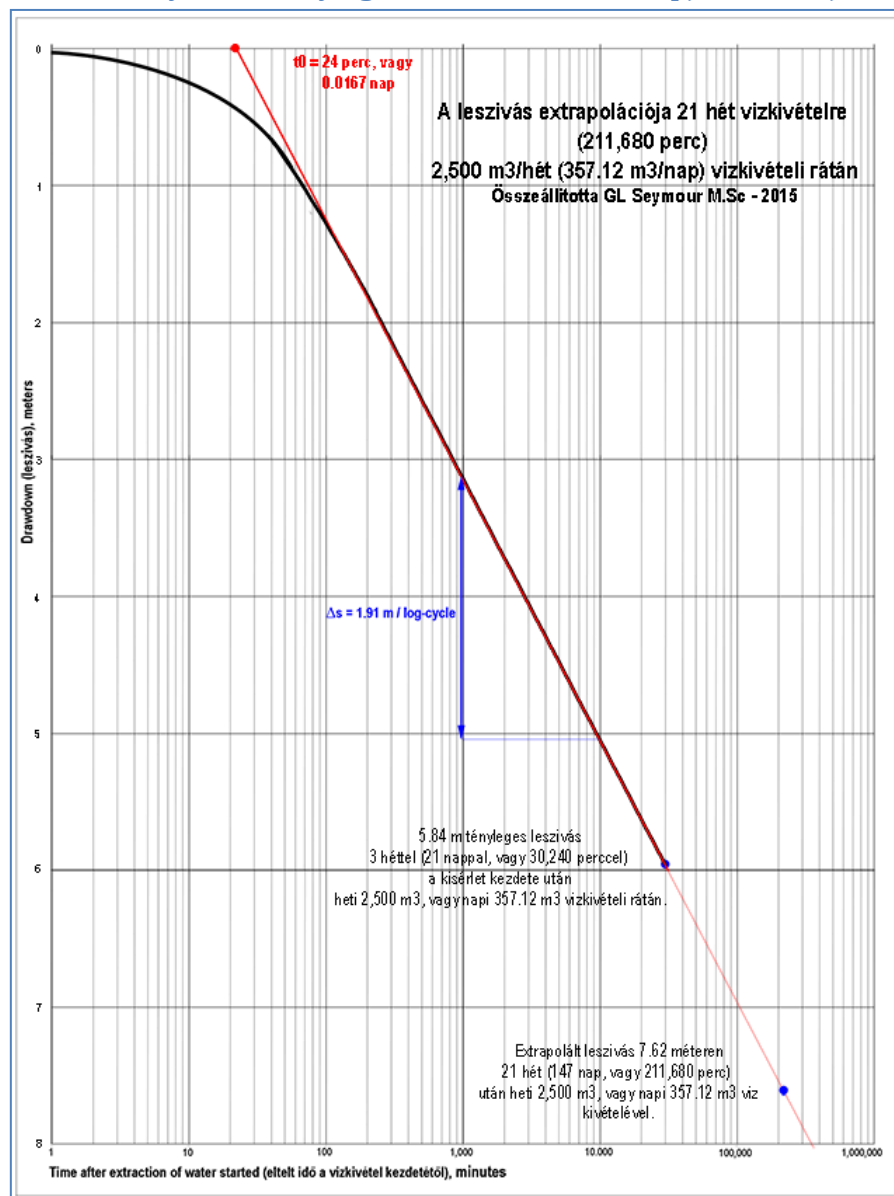
Ábra 16. Sebes forrás - A tényleges vízkivételi kísérlet eredményeinek extrapolációja a teljes hidrológiai évre.



10. Mivel a 21 napot meghaladó heti $2,500 \text{ m}^3$ vízkivétel az elért 5.84 méteren túl további vízszintsüllyedést igényel, a heti $2,500 \text{ m}^3$ víz éves leszívásához összesen 21 hét (147 nap) alacsony forráshozamú időszak számára kell készletnek lennie az erózióbázis alatti karsztos tömegben. Ez Ábra 17a.

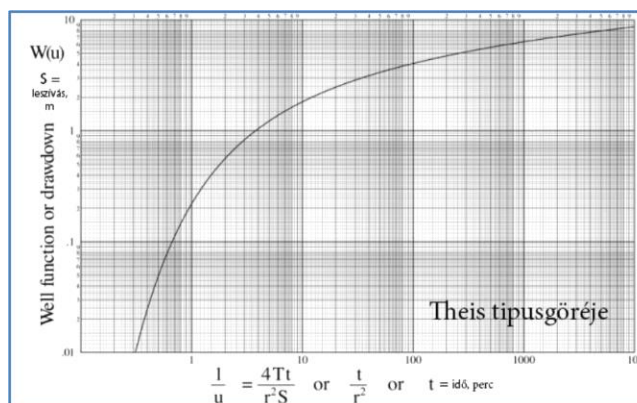
tanúsága szerint, pontosabban a progresszív vízszintsüllyedés adataihoz illesztett egyenes extrapolációja alapján, 7.62 méter mély leszívásnál valósul meg. Ennek megfelelően, 2,500 m³/heti vízkivétel csupán akkor tartható fenn a teljes hidrológiai év során, ha az erózióbázis alatt 7.62 méter leszívás ténylegesen rendelkezésre áll a karszt megismert hidraulikus paramétereivel.

Ábra 17a. Kis vízhozam mellett, 21 héten keresztül 2,500 m³/hét víz kivételét igénylő vízszint süllyedés a tényleges kísérleti adatok alapján – Előrejelzés



Az 5.84 méterig leszívott 7,500 m³ vízmennyiséghez viszonyítva túlzottnak tűnik az, hogy egy további 1.78 méteren, 7.62 méterig, egy további 30,150 m³ víz állhat rendelkezésre további leszívásra. Ennek magyarázata abban található, hogy - Darcy törvénye értelmében - a leszívás fokozásával a gravitációs gradiens növekszik, azzal pedig a vízkivétellel érintett depressziós idom sugara növekszik, következésképpen a kivett Q vízmennyiség összege exponenciálisan növekszik. Ezt a nem-linearitást fejezi ki Theis modellje. Theis típusgörbéje (Ábra 17b) szintén mutatja a vízszint süllyedését az idő függvényében, egyenletes leszívás mellett.

Ábra 17b. Theis típusgörbéje, szintén szemlélteti a vízszint süllyedését az idő függvényében, egyenletes leszívás hatására.

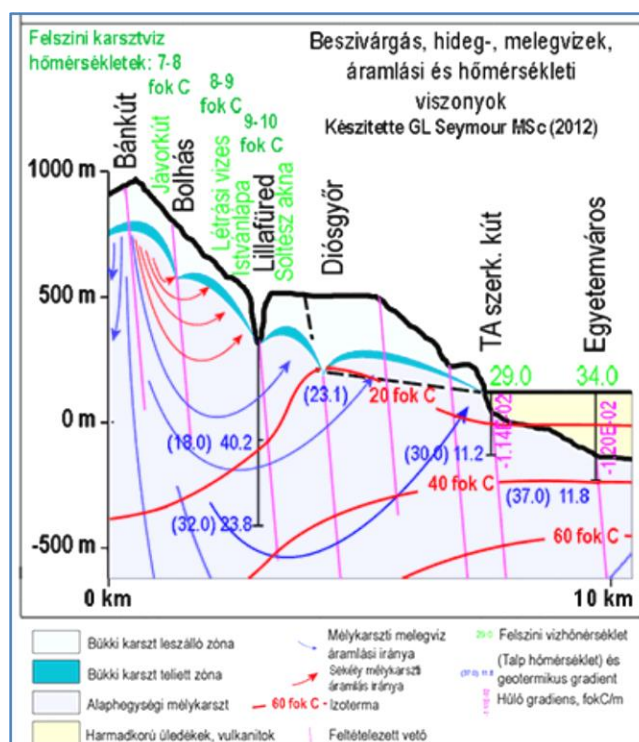


A hideg karszt telített zónájában áramló vízmennyiséghez hozzáadódik még a telített zóna alatti mélykarszti áramlás érintett, hűvös zónájából beszivárgó mennyiség, amely áramlást a felül fekvő kőzet- és víztömeg nyomása hajt, és amelynek kivethető mennyisége szintén exponenciálisan növekszik a leszívás mélységének fokozásával. Az aktív barlangjáratok és a mélykarszt felső régiói között kialakult nyomás gradienseken mélykarszti vizek bekeverednek a hideg karsztvízbe, emelve annak kibocsájtható mennyiségét és kis mértékben hőmérsékletét. A hideg- és mély karsztvizek áramlását és azok interakcióját a Bánkút - Lillafüred - Diósgyőr / Egyetem szakaszon felvett Ny-K-i hidrológiai szelvény mutatja be (Ábra 18).

A mélykarszti beszivárgáshoz kapcsolt forráshőmérsékletek emelkedése:-

- Garadna forrás vize: 7 – 8 fok C
- Létrási Vizes és Istvánlápai barlangok vizei: 8 – 9 fok C
- Soltész akna és Felső- Szinva- völgy forrásai: 9 – 10 fok C.

Ábra 18. Hidegkarszti telített zóna és alatta fekvő mélykarszt áramlásai – Hidrológiai szelvény Bánkút – Diósgyőr - Egyetemváros között.



11. Mivel 2,500 m³/hét vízkivételhez megkívánt 7.62 m leszívás rendelkezésre állása nem bizonyított, szükséges tovább vizsgálni, mely vízkivételi ráták (Q értékek) érhetők el a vízszintsüllyedés maximálisan 5.84 méterig terjedő határáig. Ehhez a vizsgált Q értékekhez kapcsolódó Δs és t_0 értékek számítása szükséges, amelyek a következő egyenletekkel oldhatók meg:-

$$\Delta s = (2.303 * Q) / (T * 4 * 3.14) \quad (4)$$

és

$$t_0 = (S * r^2) / (2.25 * T) \quad (5)$$

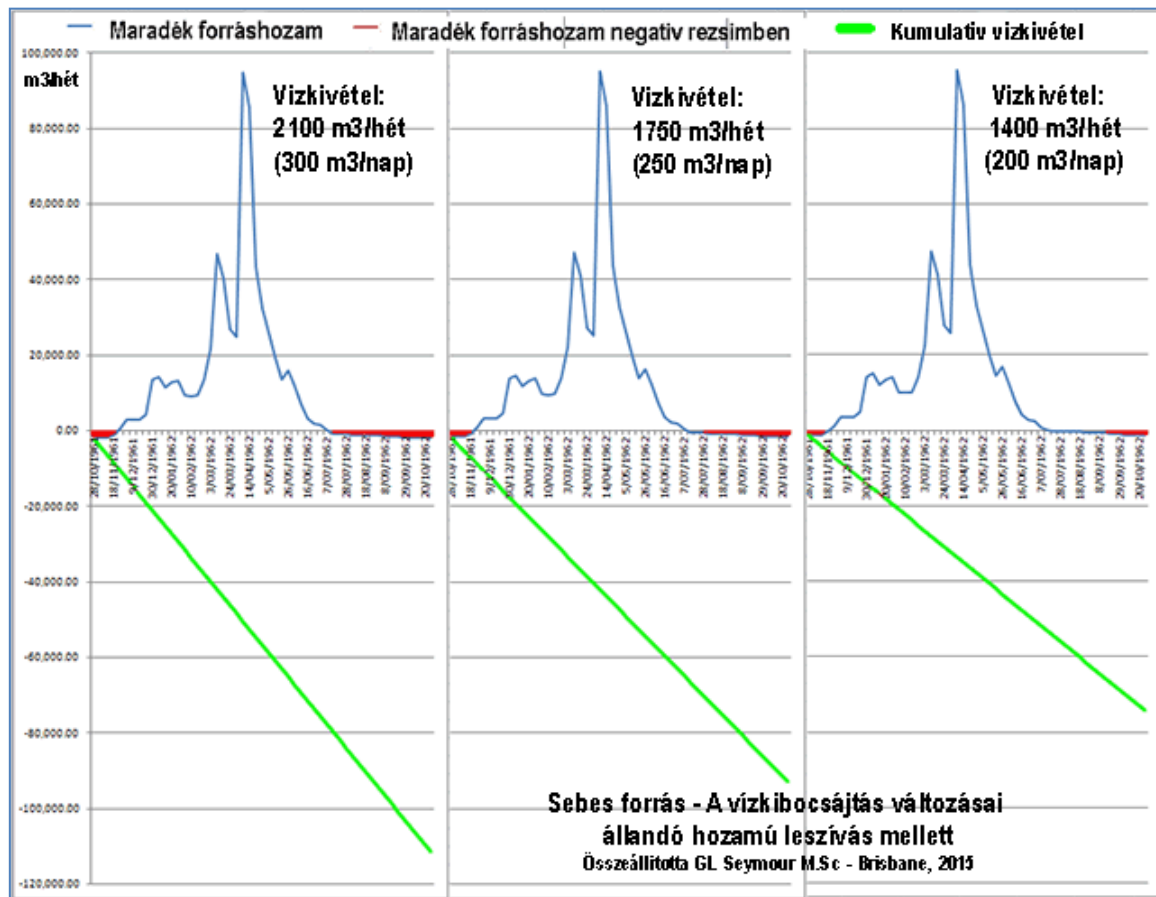
Mivel t_0 számításához a Sebes karsztvízrendszerre megállapított S és T, valamint r értékek állandók és az egyenlet további komponensei szintén állandók, t_0 értéke változatlan marad, ezért csupán Δs számítása kívánatos. A vízkivételi ráta, Q értékét 50 m³/nap (350 m³/hét) mennyiséggel növelve a Δs lejtők alakulását Tábla 1. mutatja.

Tábla 1. Δs számított értékei különböző Q vízkivételi rátákhoz

| | | |
|---------------------|-------------------------------------|------------|
| Adatok: | T, m ³ /m/nap | 34.28 |
| | S, m ³ /m ³ : | 0.0043 |
| | Rádiusz, m: | 17.25 |
| Számítások: | | |
| Vízkivételi | | |
| ráta | t_0 | Δs |
| m ³ /nap | nap | m |
| 50.00 | 0.016589 | 0.267444 |
| 100.00 | 0.016589 | 0.534889 |
| 150.00 | 0.016589 | 0.802333 |
| 200.00 | 0.016589 | 1.069780 |
| 250.00 | 0.016589 | 1.337220 |
| 300.00 | 0.016589 | 1.604670 |
| 350.00 | 0.016589 | 1.872110 |
| 357.12 | 0.016589 | 1.910190 |
| 400.00 | 0.016589 | 2.139550 |
| 450.00 | 0.016589 | 2.407000 |

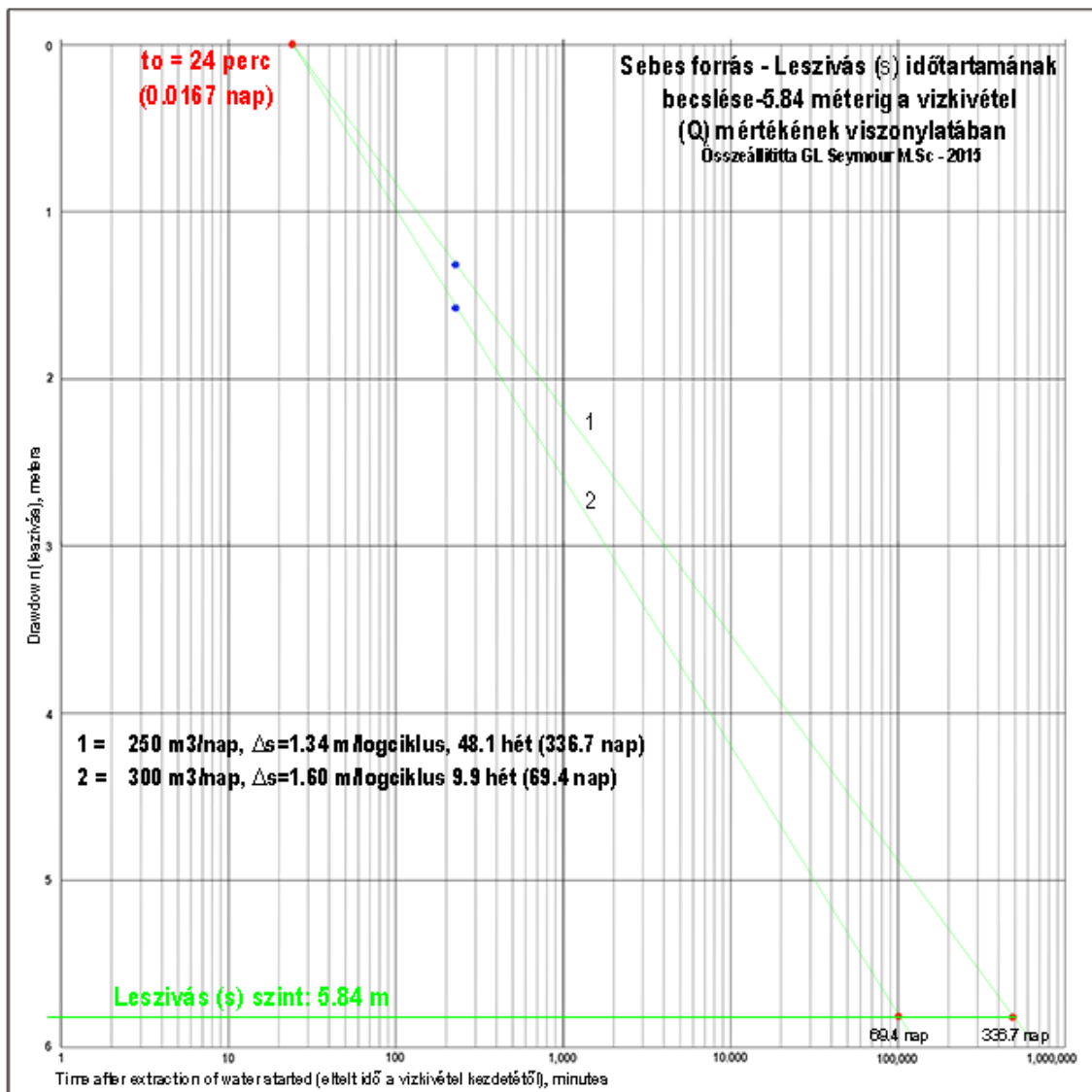
A számított Δs értékek közül 200, 250 és 300 m³/nap (1,400, 1,750 és 2,100 m³/hét) vízhozamokhoz értékelt Δs gradiensek esnek a figyelemre méltó tartományba. Ezek mennyiségi adatait Appendix 6. mutatja, és Ábra 19. foglalja össze.

Ábra 19. Számításba vehető vízkivételi ráták interpolált adatai - összefoglalás



12. A hidrológiai év során elérhető és hosszú távban számításba vehető 250 és 300 m³/nap (1,750 és 2,100 m³/hét) Q vízkivételi ráták fenntarthatóságát a vonatkozó Δs gradiensen t_0 pontból húzott egyenes illetve annak $s = 5.84$ méter leszívási mélységet átszelő ponton leolvasható t napok száma jellemzi. Amint Ábra 20 mutatja, 5.84 méter leszívással 300 m³/nap vízkivétel a 140 alacsony hozamú napból 69.4 napig, **250 m³/nap vízkivétellel pedig a 140 alacsony hozamú napokon túlmenően, a teljes hidrológiai év magasabb hozamokkal is jellemzett 336.7 napjain tartható fenn az erózióbázis alatti tárolóból.** Az utóbbi megállapítás azt jelenti, hogy 5.84 méter maximális leszívást megengedve, napi 250 m³ (173.5 liter-perc) víz kivétele a karsztforrás vízrendszeréből fenntartható teljes biztonsággal a hidrológiai év során.

Ábra 20. Sebes forrás - A leszívás (s) időtartamának becslése -5.84 méterig a vízkivétel (Q) mértékének viszonylatában $Q = 1,750 \text{ m}^3/\text{hét}$ és $Q = 2,100 \text{ m}^3/\text{hét}$ hozamokkal



13. Az elmondottakból látható, a forrásból egész évben természetes úton kifolyó víz hasznosításával az év minden napján teljes bizonyossággal fenntartható napi fix vízkivétel mennyisége megegyezik a forrás minimum hozamával ($101 \text{ m}^3/\text{hét}$, vagy $14.4 \text{ m}^3/\text{nap}$, vagy 10 liter/perc), ami a forrás kapacitásának csupán 0.75 százalékos kihasználásának felel meg.

A kísérlet bizonyította azt, hogy $1,750 \text{ m}^3/\text{hét}$ ($250 \text{ m}^3/\text{nap}$) vízkivétel egész évben fenntartható az éves vízáadó kapacitás 12.89 százalékos kihasználásával, kihasználva a természetes tárolókapacitást, és maximálisan 5.84 méter leszívást előidézve az erózióbázis alatt.

A vízáadó kapacitás 18.41 százalékos kihasználását biztosító $2,500 \text{ m}^3/\text{hét}$ vízkivétel eléréséhez az erózióbázis alatti tárolókapacitás 7.62 méter mély leszívást kell, hogy megengedjen, amit a jelen kísérlet nem bizonyított, de ki sem zárta. A termelő és megfigyelő kutak mélysége a kívánt 7.62 méter vízszintsüllyesztést lehetővé teszik, ha az erózióbázis alatti tárolókapacitás

rendelkezésre áll a kívánt mélységig. Ennek vizsgálatához azonban egy újabb kísérlet elvégzése, nagyobb kapacitású szivornya, vagy búvárszivattyú alkalmazása szükséges.

14. A Jelen erózióbázisa alatt kifejlődött karsztos tárolókapacitás mélységi kiterjedése ezen a helyen leggazdaságosabban fúrással és a fúrás gamma-gamma szelvényezésével állapítható meg. Mivel a kritikus határt a geofizikai felvétel határozza meg kielégítő pontossággal, a fúráshoz olcsó, légkalapácsos technika alkalmazható méterenkénti mintagyűjtéssel.

10. Köszönetek

A Szerző köszönetét fejezi ki egykori karszt és barlangkutató kollégáinak, mindazoknak, akik velünk vannak, és azoknak, akik már eltávoztak, közöttük személyes barátaiknak, Rimányi Jenőnek és Korényi Endrének, akik az első naptól az utolsóig aktív és lelkiismeretes munkával támogatták ezt a hosszúra elnyúlt kísérletet.

Nem kevesesebb köszönet mond a Szerző Goda Lajosnak, az Északmagyarországi Földtani Kutató- Fúró Vállalat Putnoki Üzemvezetősége egykori vezető geológusának, valamint az üzemvezető főmérnöknek a kísérlet végrehajtásához nyújtott bátorításért és támogatásért, valamint a furások lemélyítésében és a szivornyarendszer kiépítésében nyújtott felbecsülhetetlen segítségükért.

11. Irodalom

Balogh K, 1964, A Bükkhegység földtani képződményei. Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. Diss. , Pp 246-719.

Botos Zs, 1986, Pincévé átalakított mésztufa üregek Erzsébet sétány 7. sz. teleken, Lillafüred, térkép, Botos felmérése.

Cooper, H.H., Jacob, C.E, 1946, A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history, Am. Geophys. Union Trans., vol. 27, pp. 526-534.

Darabos, E, Lénárt, L., 2012, Vertikális vízmozgások vizsgálata a Bükki Karsztvízszint Észlelő Rendszer adatai alapján (Különös tekintettel a vízszint csökkenésekre), Karsztfejlődés XVII., Szombathely, 2012. pp. 47-61.

Darcy, H. (1856). Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon, Victor Dalmont, Paris, pp. 647.

Ferenczy, G., 2003, Email kommunikáció.

Grant, K. M, Rohling, E.J., Bronk Ramsey, Cheng, C. H., Edwards, R.L. Florindo, F, Heslop, D., Marra, F, Roberts, A., Tamisiea, M.E, & Williams, F, 2014, Sea-level variability over five glacial cycles, Nature Communications.

Hansen, J., Sato, M., Russell, G., Kharecha, P., 2013, Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide, Philosophical Transactions of the Royal Society, London.

Kessler H, 1953. A lillafüredi Anna-barlang forrásai, Hidrológiai Közlöny 33. évf. 1—2. sz., Budapest.

Kriván P., 1955, A közép-európai Pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény, MÁFI Évkönyve (43), 3, Budapest, pp 363-510.

Kovács, A, 2004, Email kommunikáció.

Kutas, T, 2014, Személyes (Skype) kommunikáció.

Láner, O, Balogh, T, Szabó, L. Gy. 1958, Az 1958. június 13-15-i bükki árvíz során végzett megfigyelések, MHT Zombolykutató Szakosztálya, Miskolc, Kézirat.

Léczfalvy S, Dr. 1970, A Szinva forrás foglalása, Vízügyi Közlemények, 1 füzet.

Lénárt, L., 1972, Soltészkeri barlang, Részlet, Száma: 5391, Térkép)

Lewis, S.E., Sloss, C.R., Murray-Wallace, C.V., Woodroffe, C.D., Smithers, S.G, 2012, Post-glacial sea-level changes around the Australian margin: a review, Quaternary Science Reviews XXX, 1-24.

Majoros, Zs. 2004, Személyes, email kommunikáció.

Mádlné Szőnyi, J, Dr., Czauner, B., Dr., Erőss, A, Dr., Havril, T., Pulay, E., Simos, Sz., Dr., Zsemle, F., 2013, Hidrogeológia, ELTE, Természettudományi Kar, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Hidrogeológia és Geometria Műhely, Budapest.

Németh, Á., Szegediné Darabos, E, Lénárt, L., 2011, A BÜKKI KARSZTVÍZSZINT ÉSZLEŐ RENDSZER ÁLTAL SZOLGÁLTATOTT ADATOKON VÉGZETT VÍZMINŐSÉGI MONITORING BEMUTATÁSA ÉS STATISZTIKAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA, Miskolci Egyetem, Multidiszciplináris tudományok, 1. kötet (2011) 1. szám, pp. 299-306.

PAPADOPULOS, I.S., 1965, NONSTEADY FLOW TO A WELL IN AN INFINITE ANISOTROPIC AQUIFER, Proc. Dubrovnik Symposium on "Hydrology of Fractured Rocks" pp 21-31, 1965.

Pávai-Vajna, F. 1929, A lillafüredi kutató mélyfúrás eddigi története és geológiai viszonyai - Hidrológiai Közlöny, 9, évf., pp 38-50.

Pelikán, P. (Szerk.), Less Gy, Kovács, S, Pelikán P., Pentelényi, L., Sásdi, L., 2005, A Bükk hegység földtana, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, PDF dokumentum.

Sárváry, I., 1993, Az utánpótlódást meghaladó termelés a miskolci karszton, Hidrológiai Tájékoztató, 1993-1, p.51.

Schréter, Z, 1954, A Bükk hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai, Hidrológiai Közlöny, 34. évf. 1954. 7—8. sz.

Seymour, G. L., 2001, Karszthidrológiai alapok, Sub-web Karst Pages weblapon

Seymour, G. L., 2002a, Darcy a karsztban, Sub-web Karst Pages weblapon

Seymour, G. L., 2002b, Karszt Ankét 66 áttekintése, Sub-web Karst Pages weblapon

Seymour, G. L., 2003, A Sebes forrás karsztvízrendszere, Sub-web Karst Pages weblapon

Seymour, G. L., 2004a, A lillafüredi mésztufa, Sub-web Karst Pages weblapon

Seymour, G. L., 2004b, Az eltemetett István forrásbarlang, Sub-web Karst Pages weblapon

Seymour, G.:L, 2004c, Az István karsztvízrendszer, Sub-web Karst Pages weblapon

Seymour, G. L., Kovács A., 2004, A Soltész akna felmérése, Térkép.

Seymour, G. L., 2012, A meredek dőlésű mészkőkarszt hidrodinamikája, PDF dokumentum (megküldve rövid változata Sűrű Péternek (2013) és a teljes verzió Lénárt Lászlónak (2014))

Szabó, L. Gy, Rimányi, J, Korényi, E. 1962, Heti vízhozam mérések Sebes forráson az 1962-63 hidrológiai évben, Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karszt és Barlangkutató Szakosztálya, Miskolc.

Szabó, L. Gy, 1964, Huszonegy napos leszívás kísérlet Sebes forráson – A kísérlet dokumentációja, Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Miskolc.

Szabó, L. Gy, 1965a, A Bükk hegység karszthidrológiai tájegységei, Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Karszt Ankét - 1965, Miskolc.

Szabó, L. Gy., 1965b, On the correlation and functions of cave levels in the Bükk Mountains, Hungary, IV. International Speleological Congress, Ljubjana, Yugoslavia, Proceedings.

Szabó, L. Gy, Balogh T, Gyurkó P., Láner O., Tokár F., Zámpory V., 1966, Összefoglaló jelentés a felső anizuszi mészkőréteg Lillafüred - Jávorkút közötti szakaszának karszthidrológiai kutatásáról, Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Karszt Ankét - 1966, Miskolc.

SZEGEDINÉ DARABOS, E, TÓTH, M., LÉNÁRT, L., CZESZNAK, L., HERNÁDI, B., TÓTH, K, 2014a, VÍZSZINTEKEN ALAPULÓ KARSZTVÍZKÉSZLET MEGHATÁROZÁSI MÓDSZER ELSŐ EREDMÉNYEI A BÜKKBEN, MUSZAKI TUDOMANY AZ ÉSZAK-KELET MAGYARORSZÁGI RÉGIÓBAN KONFERENCIA ELŐADÁSAI, Debreceni Akadémiai Bizottság Műszaki Szakbizottsága, ISBN 978-953-508-752-5.

SZEGEDINÉ DARABOS, E, TÓTH, M., CZESZNAK, L., LÉNÁRT, L., HERNÁDI, B., 2014b, ÚJ TÍPUSÚ VÍZKÉSZLET MEGHATÁROZÁS A BÜKKBEN, KARSZTFEJLŐDÉS XIX. Szombathely, pp. 125-136.

SZEGEDINÉ DARABOS, E, MIKLÓS, R., TÓTH, M., LÉNÁRT, L., 2015, A 2014/2015-ÖS ÉV FONTOSABB KUTATÁSI IRÁNYAI ÉS EREDMÉNYEI A BÜKKBEN, KARSZTFEJLŐDÉS XX. Szombathely, pp. 29-47. DOI: 10.17701/15.29-47.

Szlabóczky, P., Hegedűs, F, Czakó, L., 1993, Új vízföldtani-barlangtani feltárások és tervezett hasznosításuk Miskolc-Tapolcán, HIDROLÓGIAI KÖZLÖNY 1993. 73. ÉVF., 1. SZ., pp. 87 - 92.

Szűcs, P., Dr., Szabó, I., Dr., Dátumozatlan, Felszín alatti hidraulika, Miskolci Egyetem, Hidrogeológiai – Mérnökgeológiai Tanszék.

Theis, C., V, 1935, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage, Am. Geophys. Union Trans., vol. 16, pp. 519 - 524.

Tóth, G, 1982, Karsztvízviisszaduzzasztási kísérlet az Imó- kő időszakos karsztforrás barlangjában, Hidrológiai Közlöny 1982. 4. sz., Pp. 164 - 168.

Appendix 1 - „Y” völgyi sózás

Az "Y" völgyi víznyelő összefüggés vizsgálata

MHT Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Miskolc, 1965. augusztus 1 - 4.
Vezette és értékelte: Szabó László György

Megfigyelt források: Sebes 1, Sebes 2, Sebes 3 források.

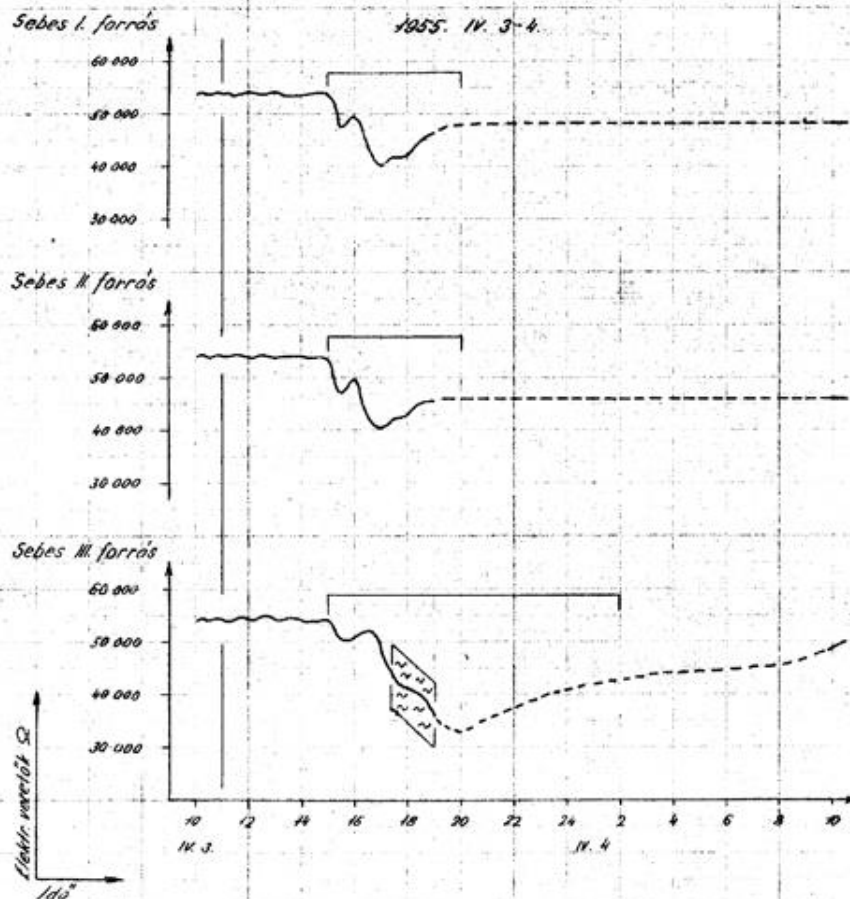
Eredmény: A jelzett víz megjelent Sebes 1, 2 és 3 forrásokban, Sebes 3 forrásban a megjelenést zavarosodás követte.

Forrás:

Szabó, L.Gy., Balogh T., Gyurkó P., Láner O., Tokár F., Zámpory V., 1966, Összefoglaló jelentés a felső- anizuszi mészkőréteg Lillafüred - Jávorkút közötti szakaszának karszthidrológiai kutatásáról, Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Karszt Ankét - 1966, Miskolc, Melléklet: S.3.

„Y” VÖLGYI VIZNYELŐ ÖSSZEFÜGGÉSVIZSGÁLATA. 5.3.

A vizsgálatot végezte: Magyar Hidrológiai Társaság Karszt- és
Karsztvizkutató-Iszambolykutató-I Szakosztálya, Miskolc
Értékelte: Balogh Tamás, Kuchta Gyula, Tóth József



Jelzőanyag: 50 kg konyhasó

Észlelés: Wheatstone híd rendszerű elektromos
vezetőképesség mérő műszerrel.

Jelmagyorítás:



zavarosodás



sózás

□ jelzett víz olvadás

~ mérő értékek

--- feltételezett értékek

Appendix 2 - Fenyvesréti sózás.

A Fenyvesréti víznyelő összefüggés vizsgálata

MHT Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Miskolc,

1965. augusztus 1 - 4.

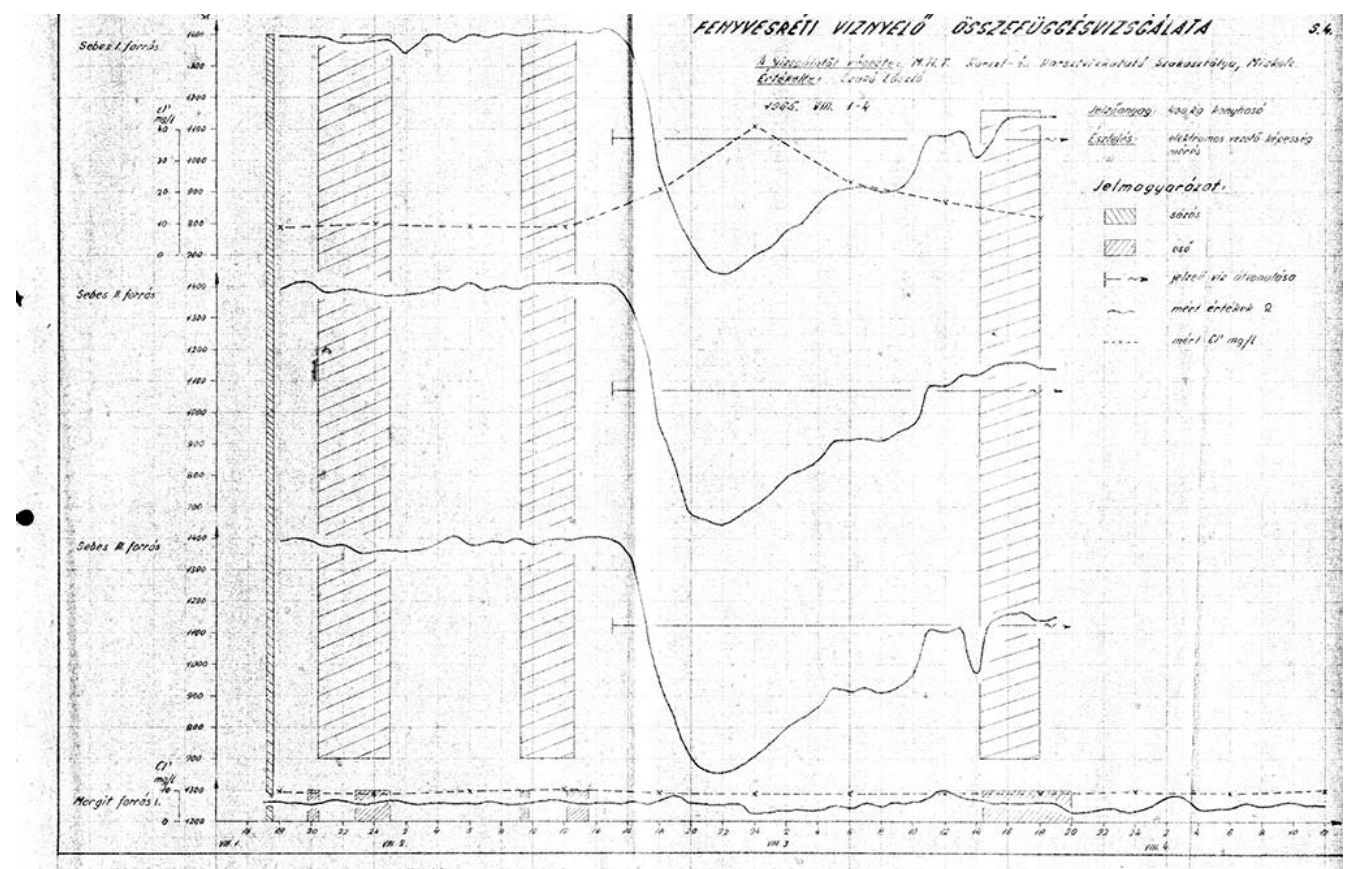
Vezette és értékelte: Szabó László György

Megfigyelt források: Sebes 1, Sebes 2, Sebes 3 források, Margit forrás.

Eredmény: A jelzett víz megjelent Sebes 1, 2 és 3 forrásokban, nem jelent meg a Margit forrásban.

Forrás:

Szabó, L.Gy., Balogh T., Gyurkó P., Láner O., Tokár F., Zámpory V., 1966, Összefoglaló jelentés a felső- anizuszi mészkőréteg Lillafüred - Jávorkút közötti szakaszának karszthidrológiai kutatásáról, Magyar Hidrológiai Társaság Borsodi Csoportjának Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Karszt Ankét - 1966, Miskolc, Melléklet: S.4.



Appendix 3. - Sebes forrás vízhozamai.

Sebes 1 (Fő-) forrás heti vízhozam méréseinek adatai az 1961 - 62 hidrológiai évben

A méréseket végezte: MHT Karszt és Karsztvízkutató Szakosztálya, Miskolc, Szabó László György, Rimányi Jenő és Korényi Endre

A vízhozamok mérése két módszerrel történt:-

1. 100 l / percnél kisebb hozamokat a forrásnál kialakított gyűjtőmedencében gyűjtöttük össze, és az abból kivezető deszkavályú végén kibocsájtott víz mennyiségét stopper órával és kalibrált mérőedénnyel mértük.
2. Nagyobb vízhozamokat a mésztufa lerakódás lábánál létesített gyűjtőmedencében fogtuk fel, és az abból kivezető vályú végébe beépített "V" bukógát segítségével mértük. A "V" bukót a VITUKI által rendelkezésünkre bocsájtott sablon felhasználásával készítettük el.

| DATUM | Hozam l / perc | Napi hozam m ³ / nap | Heti hozam m ³ / hét |
|------------|-------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 28/10/1961 | 14.77 | 21.27 | 148.89 |
| 4/11/1961 | 15.10 | 21.75 | 152.22 |
| 11/11/1961 | 16.81 | 24.20 | 169.43 |
| 18/11/1961 | 95.53 | 137.57 | 962.98 |
| 25/11/1961 | 258.43 | 372.14 | 2,605.01 |
| 2/12/1961 | 487.56 | 702.08 | 4,914.57 |
| 9/12/1961 | 487.56 | 702.08 | 4,914.57 |
| 16/12/1961 | 492.91 | 709.80 | 4,968.57 |
| 23/12/1961 | 624.02 | 898.59 | 6,290.14 |
| 30/12/1961 | 1,553.75 | 2,237.40 | 15,661.81 |
| 6/01/1962 | 1,635.17 | 2,354.64 | 16,482.49 |
| 13/01/1962 | 1,340.49 | 1,930.31 | 13,512.15 |
| 20/01/1962 | 1,470.76 | 2,117.89 | 14,825.24 |
| 27/01/1962 | 1,536.42 | 2,212.44 | 15,487.08 |
| 3/02/1962 | 1,129.33 | 1,626.24 | 11,383.67 |
| 10/02/1962 | 1,122.77 | 1,616.78 | 11,317.48 |
| 17/02/1962 | 1,142.46 | 1,645.15 | 11,516.04 |
| 24/02/1962 | 1,544.82 | 2,224.54 | 15,571.80 |
| 3/03/1962 | 2,353.21 | 3,388.63 | 23,720.39 |
| 10/03/1962 | 4,850.35 | 6,984.50 | 48,891.53 |
| 17/03/1962 | 1,122.77 | 6,081.37 | 42,569.62 |

| | | | |
|---|----------|-----------|------------|
| 24/03/1962 | 1,142.46 | 4,159.39 | 29,115.72 |
| 31/03/1962 | 1,544.82 | 3,864.40 | 27,050.77 |
| 7/04/1962 | 2,353.21 | 13,859.71 | 97,017.97 |
| 14/04/1962 | 4,850.35 | 12,536.03 | 87,752.20 |
| 21/04/1962 | 4,223.18 | 6,492.85 | 45,449.96 |
| 28/04/1962 | 3,412.16 | 4,913.51 | 34,394.56 |
| 5/05/1962 | 2,772.38 | 3,992.23 | 27,945.58 |
| 12/05/1962 | 2,117.37 | 3,049.01 | 21,343.05 |
| 19/05/1962 | 1,561.37 | 2,248.37 | 15,738.58 |
| 26/05/1962 | 1,805.09 | 2,599.33 | 18,195.34 |
| 2/06/1962 | 1,370.96 | 1,974.18 | 13,819.24 |
| 9/06/1962 | 906.35 | 1,305.15 | 9,136.06 |
| 16/06/1962 | 537.35 | 773.79 | 5,416.51 |
| 23/06/1962 | 404.20 | 582.04 | 4,074.29 |
| 30/06/1962 | 368.42 | 530.53 | 3,713.72 |
| 7/07/1962 | 212.73 | 306.34 | 2,144.37 |
| 14/07/1962 | 141.09 | 203.17 | 1,422.16 |
| 21/07/1962 | 113.25 | 163.08 | 1,141.54 |
| 28/07/1962 | 112.51 | 162.02 | 1,134.13 |
| 4/08/1962 | 102.27 | 147.27 | 1,030.88 |
| 11/08/1962 | 105.50 | 151.92 | 1,063.45 |
| 18/08/1962 | 102.03 | 146.93 | 1,028.50 |
| 25/08/1962 | 89.16 | 128.40 | 898.78 |
| 1/09/1962 | 85.80 | 123.56 | 864.89 |
| 8/09/1962 | 70.83 | 102.00 | 713.99 |
| 15/09/1962 | 63.98 | 92.13 | 644.90 |
| 22/09/1962 | 49.11 | 70.72 | 495.06 |
| 29/09/1962 | 30.52 | 43.95 | 307.62 |
| 6/10/1962 | 21.01 | 30.26 | 211.79 |
| 13/10/1962 | 10.64 | 15.32 | 107.22 |
| 20/10/1962 | 10.51 | 15.13 | 105.89 |
| 27/10/1962 | 10.04 | 14.46 | 101.22 |
| Évi hozam: | | | 719,645.66 |
| | | | |
| Q _{max} , m ³ / nap | | | 13,859.71 |
| Q _{átlag} , m ³ / nap | | | 1,971.63 |
| Q _{min} , m ³ / nap | | | 14.46 |
| Q _{max} / Q _{min} | | | 958.49 |

Appendix 4. - Cooper – Jacob módszer

UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR
GEOLOGICAL SURVEY · WATER RESOURCES DIVISION
GROUND WATER BRANCH
Washington 25.O.C
GROUND WATER NOTES, HYDRAULICS, No. 7, January 1953

A GENERALIZED GRAPHICAL METHOD OF EVALUATING FORMATION CONSTANTS AND SUMMARIZING WELL-FIELD HISTORY

By

H.H. Cooper, Jr. and C.E. Jacob

This paper was originally published in the Transactions of the American Geophysical Union, volume 27, Number 4, August 1946, pp. 526-534. Reprints are not available, so it is here presented as number 7 of the series of Ground Water Notes for the use of professional personnel of the Ground Water Branch. With the exception of the correction of typographical errors and the addition of a note at the end of the paper no changes in the original paper have been made.

Abstract - *The capacities of a water-bearing formation to transmit water under a hydraulic gradient and to yield water from storage when the water table or artesian pressure declines, are generally expressed, respectively, in terms of a coefficient of transmissibility and a coefficient of storage. Determinations of these two constants are almost always involved in quantitative studies of ground-water problems.*

c.v. Theis (1935) gave an equation, adapted from the solution of the analogous problem in heat conduction, for computing the non-steady drawdown accompanying the radial flow of water to a well of constant discharge.

This equation has been used successfully Many times for determining coefficients of transmissibility end storage from observed drawdowns. As it involves a transcendental function known as the exponential integral end two unknown coefficients, one of which occurs both in the argument and as a divisor of the function, the coefficients cannot be determined directly. However, they may be determined by a graphical method devised by Theis and described by Jacob (1940, p. 582) end Wenzel (1942, pp. 88-89}. This method requires the use of a "type curve", on which the observed data are superimposed to determine the coefficients.

Later; Wenzel and Greenlee (1944) gave a generalization of Theis' graphical method by which the coefficients may be determined from tests of one or more discharging wells operated at changing rates, This method requires the computation of a special type curve for each observation of drawdown used, It is without doubt a worth-while contribution to the quantitative techniques of groundwater hydraulics, but in tests that involve more than a very few discharging wells or a very few changes in the rates of discharge, the computation of the special type curves is necessarily so laborious as to make the method difficult to apply.

The present paper gives a simple straight-line graphical method for accomplishing the same purposes as the methods developed by Theis and Wenzel and Greenlee. Type curves are not required. The writers believe that the straight-line method, where applicable, has decided advantages in ease of application and interpretation, over the other graphical methods. However, as the method will not be applicable in some cases, it is expected to supplement rather than supersede the other methods. The method is designed especially for artesian conditions, but it may be applied successfully to tests of non-artesian aquifers under favorable circumstances.

This paper first gives the development of the method for tests involving a single discharging well operating at a steady rate and then generalizes the method to make

it applicable to tests involving one or more wells intermittently or at changing rates.

Examples are given to demonstrate the method.

Straight- line method for single well discharging at a steady rate

When sufficient time has elapsed after an artesian well has begun discharging at a steady rate, the drawdown within a given distance Increases approximately in proportion to the logarithm of the time since the discharge began, and decreases in proportion to the logarithm of the distance from the well. By virtue of this relationship, it is possible to determine the coefficients of transmissibility and storage of an aquifer from a simple semi-logarithmic plot of observed drawdowns.

The drawdown produced by a well discharging at a steady rate from *an* extensive artesian aquifer of uniform thickness and permeability is given by equation (1) (Theis, 1935).

$$s = (Q/4pT)w(u)$$

$$= (Q/4pT)(-0,5772 - \log_e u + u - u^2 / 2 * 2! + u^3 / 3 * 3! - u^4 / 4 * 4! + \dots) \quad (1)$$

Where –

$$u = r^2 S / 4T,$$

r =distance from the discharging well,

t = time elapsed since start of discharge,

T = transmissibility of the aquifer (discharge per unit normal width per unit hydraulic gradient);

S = coefficient of storage (volume of water that a unit decline of head releases from storage in a vertical prism of the aquifer of unit cross section), and

Q = discharge of the well.

For small values of (r^2/t) compared to the value of $(4T/S)$, u will be so small that the series following the first two terms in the series in equation (1) may be neglected. Thus, where values of (r^2/t) are relatively small, equation (1) may, for all practical purposes, be approximated as in equation (2).

$$\begin{aligned}s &= (Q/4\pi T) [\log_e(1/u) - 0.5772] \\ &= (Q/4\pi T) [\log_e(4Tt/r^2S) - 0.5772]\end{aligned}$$

$$\text{or } s = (Q/4\pi T) \log_e(4e^{-0.5772}Tt/r^2S) = (Q/4\pi T) \log_e(2.25Tt/r^2S) \quad (2)$$

The approximation will be tolerable where u is less than about 0.02. Converting to the common logarithm, we may rewrite equation (2) in any one of the three forms in equations (3), (4), and (5).

$$s = -(2.303Q/4\pi T) [\log_{10} r - (1/2) \log_{10}(2.25Tt/S)] \quad (3)$$

$$s = (2.303Q/4\pi T) [\log_{10} t - \log_{10}(r^2S/2.25T)] \quad (4)$$

$$s = - (2.303Q/4\pi T) [\log_{10}(r^2/t) - \log_{10}(2.25T/S)] \quad (5)$$

The only variables in these equations are the drawdown s , the distance r , and the time t . It is apparent that when t is constant, (3) will be the equation of the straight-line plot of s against $\log_{10} r$. Similarly, when r is constant, (4) will be the equation of the straight-line plot of s against $\log_{10} t$. Moreover, with r and t combined into the single variable (r^2/t) , (5) will be the equation of the straight-line plot of s against $\log_{10}(r^2/t)$.

In each equation the slope of the corresponding straight-line plot is represented by the quantity on the outside of the brackets, and the intercept of the straight line on the zero-drawdown line is represented by the second term within the brackets.

As T is the only unknown in the quantity representing the slope, the coefficient of transmissibility is readily determined from a semi-logarithmic plot of observed data by equating the slope of the plot with the corresponding quantity in equation (3), (4), or (5), and solving for T . After T is determined, the only unknown remaining in the term representing the intercept will be S . Therefore, the coefficient of storage may then be determined by equating the intercept of the plot with the corresponding term, and solving for S .

The plots will be straight lines only where (r^2/t) is relatively small so that u is small. A measurement of drawdown that is made too soon after the discharge is begun, or too far from the discharging well, will plot not on the straight line, but on a curve asymptotic to it. However, in tests of artesian aquifers u becomes small soon after the discharge is begun, and hence in most cases little, if any, of the data will fall off the straight line.

4

The three types of graphs that correspond respectively to equations (3), (4), and (5) may be referred to as the distance-drawdown graph, the time-drawdown graph, and the composite-drawdown graph. The type of graph to be selected for determining the coefficients from a given discharging-well test will depend on the set of data collected in the field.

Distance-drawdown graph--This is a graph of the drawdown at a time t after the discharge begins, plotted against r on semi-logarithmic paper with r on the logarithmic scale. It may be thought of as a radial profile of the (logarithmic) cone of depression. Equating the quantity outside of the brackets in equation (3) with the slope of the graph, $2.303Q/2\pi T = \Delta s / \Delta \log_{10} r = \text{slope of plot}$, whence $T = -(2.303Q/2\pi)(\Delta \log_{10} r / \Delta s)$. The negative sign indicates that s decreases as $\log_{10} r$ increases. For convenience, $\Delta \log_{10} r$ may be made unity by having it represent one logarithmic cycle, whereupon

$$T = - 2.303Q/2\pi \Delta s \quad (6)$$

where Δs is the difference in drawdown over one logarithmic cycle.

Equating the second term in brackets in equation (3) with the intercept of the straight line on the zero-drawdown line, and solving for the coefficient of storage, gives equation (7).

$$S = 2.25Tt/r_0^2 \quad (7)$$

where r_0 is the value of r at the $s = 0$ -intercept.

Figure 1 is a distance-drawdown graph for wells that are 49, 100, and 150 feet from another well discharging at the rate of 2.23 cfs (test by S. W. Lohman reported by Wenzel, 1942). The drawdowns at these distances after 18 days of continuous discharge were 5.09, 4.08, and 3.10 feet, respectively. The difference in drawdown over one logarithmic cycle is $(0.69 \text{ ft} - 4.07 \text{ ft}) = -3.38 \text{ ft}$. Therefore, from equation (6), $T = 2.303(2.23 \text{ cfs})/(2 \times 3.38 \text{ ft}) = 0.242 \text{ cfs/ft}$.

The straight line drawn through the plotted points intersects the zero-drawdown line at $r_0 = 1600 \text{ ft}$. Thus, from equation (7), $S = 2.25(0.242 \text{ cfs/ft})(18 \text{ days} \times 86,400 \text{ sec/day})/(1600 \text{ ft})^2 = 0.33$.

Time-drawdown graph--This graph is a plot of the drawdowns in one of the observed wells against t on semi-logarithmic paper, with t on the logarithmic scale. The formulas for T and S are as in equations (8) and (9),

$$T = 2.303Q/4\pi \Delta s \quad (8)$$

$$S = 2.25Tt_0/r^2 \quad (9)$$

where t_0 is the value of t at the intercept.

Figure 2 is a time-drawdown graph for a well 1200 feet from another well discharging 3.00 cfs from a confined aquifer (Jacob, 1946).

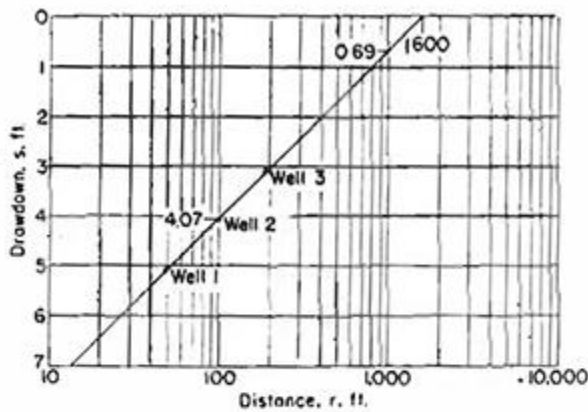


Fig. 1--Distance-drawdown graph based on drawdowns in three wells after 18 days of continuous discharge from an unconfined sand, $Q = 2.23$ cfs

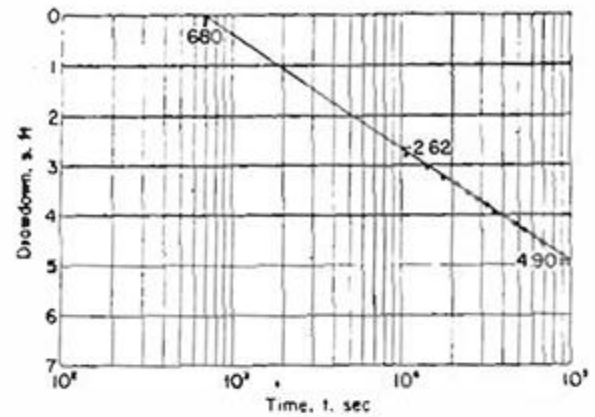


Fig. 2--Time-drawdown graph for a well 1,200 feet from another well discharging from a confined sand, $Q = 3.00$ cfs

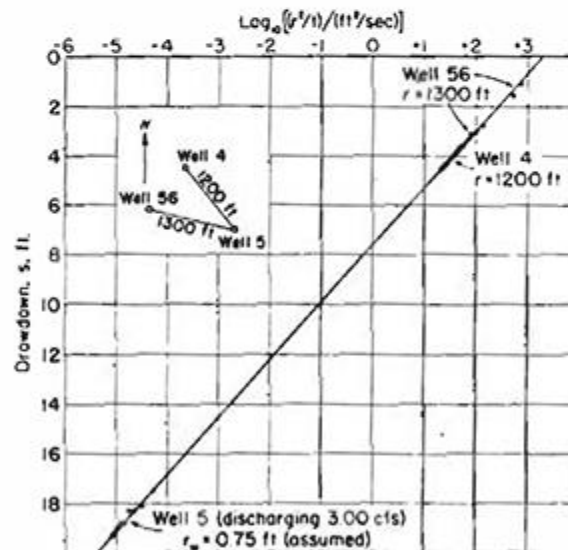


Fig. 3--Composite drawdown graph based on drawdowns observed in a discharging well and two neighboring wells in a confined sand (compare with Fig. 2)

6

The plotted points represent water-level readings from an automatic water-stage recording instrument, selected first at one-hour intervals and later at two-hour intervals. The change in drawdown over one logarithmic cycle is 2.28 feet. Accordingly, from equation (8), $T = 2.303 (3.00 \text{ cfs}) / (4\pi \times 2.28 \text{ ft}) = 0.241 \text{ cfs/ft}$.

The fact that this value for the coefficient of transmissibility agrees closely with that in the preceding example is fortuitous inasmuch as the two sets of data are from tests on different aquifers.

The intercept on the zero-drawdown line is $t_0 = 680$ seconds. Therefore, from equation (9), $S = 2.25(0.241 \text{ cfs/ft})(680 \text{ sec}) / (1200 \text{ ft})^2 = 0.00026$.

Composite drawdown graph--This graph is a plot of the drawdowns in several observed wells at different times against (r^2/t) , on semi-logarithmic paper. The formulas for the coefficients of transmissibility and storage are as in equations (10) and (11).

$$T = -(2.303Q/4\pi)/\Delta s \quad (10)$$

$$S = 2.25T/(r^2/t)_0 \quad (11)$$

where $(r^2/t)_0$ is the value of (r^2/t) at the intercept.

Figure 3 is a composite drawdown graph that includes, in addition to the drawdowns in Figure 2, the drawdowns in a second idle well 1300 feet from the discharging well, and the drawdowns in the discharging well itself. The drawdowns in the discharging well are adjusted for an inferred screen loss of 28.5 feet (Jacob, 1946). The discharging well is gravel-walled and its screen has a nominal diameter of 18 inches. The effective radius of the well is assumed to be 0.75 foot.

The change in drawdown over one logarithmic cycle is -2.31 feet. This value substituted in equation (10) gives a coefficient of transmissibility of 0.236 cfs/ft. Inasmuch as the measurement of the discharge is correct only to two significant figures, this value does not differ significantly from that determined from Figure 2.

The intercept on the zero-drawdown line is $(r^2/t)_0 = 2000 \text{ sq ft/sec}$. From this value, the coefficient of storage is computed to be 0.00027, which agrees closely with the value determined from Figure 2.

Generalized straight-line method

Before proceeding with the generalization of the straight-line method, it will be necessary to adopt a set of distinctive symbols to represent the various physical elements involved. The numerals 1, 2, 3, ... will be used to identify the observed wells, and the letter i will be the general symbol for indicating any one of them. Thus, "Well i " will be understood to mean Well 1, Well 2, Well 3, etc., in turn. Other symbols are: ΔQ_k = increment of discharge for $k = 1, 2, 3, 4, \dots, n$; t^k = time

elapsed since the inception of ΔQ_k for $t^k = t^I, t^{II}, t^{III}, t^{IV}, \dots, t^n$; r_{ik} = distance from observed well i to the discharging well in which ΔQ_k occurred; Δs_i^k = partial drawdown in observed well i produced by the increment of discharge ΔQ_k at the time t^k ;

$$Q_n = \Delta Q_1 + \Delta Q_2 + \Delta Q_3 + \dots + \Delta Q_n = \sum_{k=1}^n \Delta Q_k$$

which is the algebraic sum of increments of discharge ΔQ_1 to ΔQ_n ; and s_i^n = total drawdown in observed well i produced by increments of discharge ΔQ_1 to ΔQ_n .

An increment of discharge ΔQ_k may be the initial discharge or a subsequent increase or decrease in discharge in any one of the discharging wells. Increases in discharge will be positive increments, and decreases will be negative. It will be convenient to assign numerals to k in chronological order, but where two or more increments of discharge occur simultaneously, the numerals may be assigned arbitrarily.

In the treatment of problems involving multiple discharging wells, or changes in the discharge of a single well, use is made of the principle of superposition, whereby it is assumed that the total drawdown produced in a given well at a given time by several increments of discharge is the algebraic sum of the drawdowns that would be produced independently by those increments of discharge. So far, the results of discharging-well tests have verified this assumption for artesian conditions.

Equation (12) is according to the principle of superposition.

$$s_i^n = \Delta s_i^I + \Delta s_i^{II} + \Delta s_i^{III} + \dots + \Delta s_i^n = \sum_{k=1}^n \Delta s_i^k \quad (12)$$

From equation (2) the partial drawdown produced in an observed well i by an increment of discharge ΔQ_k is approximately $\Delta s_i^k = (2.303\Delta Q_k/4\pi T) \log_{10} (2.25Tt^k/r_{ik}^2 S)$, and from equation (12) the total drawdown, after n increments of discharge is in equation (13), for $n = 1, 2, 3$, etc.

$$s_i^n = \sum_{k=1}^n \Delta s_i^k = \sum_{k=1}^n \left[\frac{2.303\Delta Q_k}{4\pi T} \log_{10} \frac{2.25Tt^k}{r_{ik}^2 S} \right] \quad (13)$$

Dividing both sides of equation (13) by Q_n , equation (13a) results

$$s_i^n/Q_n = \sum_{k=1}^n \left[\frac{2.303\Delta Q_k}{4\pi TQ_n} \log_{10} \frac{2.25Tt^k}{r_{ik}^2 S} \right] \quad (13a)$$

This may be written as in equation (14) or (15)

$$\left(\frac{s}{Q} \right)_i^n = - \frac{2.30}{4\pi T} \left[2 \sum_{k=1}^n \frac{\Delta Q_k}{Q_n} \log_{10} r_{ik} - \sum_{k=1}^n \frac{\Delta Q_k}{Q_n} \log_{10} t^k - \log_{10} \frac{2.25T}{S} \right] \quad (14)$$

$$\left(\frac{s}{Q} \right)_i^n = - \frac{2.30}{4\pi T} \left[\sum_{k=1}^n \frac{\Delta Q_k}{Q_n} \log_{10} \frac{r_{ik}^2}{t^k} - \log_{10} \frac{2.25T}{S} \right] \quad (15)$$

The first and second terms in brackets in equation (14) and the first term in brackets in equation (15) are the logarithms of the weighted logarithmic means of r^2 , t , and (r^2/t) respectively. The weighted logarithmic means may be represented by \bar{r}_{in} , \bar{t}^n , and $(r^2/t)_i^n$. Substituting these symbols in equations (14) and (15), we may now write the three equations (16), (17), and (18).

$$\left(\frac{s}{Q}\right)_i^n = -\frac{2.303}{2\pi T} \left[\log_{10} \bar{r}_{in} - \frac{1}{2} \log_{10} \frac{2.25T\bar{t}^n}{S} \right] \quad (16)$$

$$\left(\frac{s}{Q}\right)_i^n = \frac{2.303}{4\pi T} \left[\log_{10} \bar{t}^n - \log_{10} \frac{\bar{r}_{in}^2 S}{2.25T} \right] \quad (17)$$

$$\left(\frac{s}{Q}\right)_i^n = -\frac{2.303}{4\pi T} \left[\log_{10} (r^2/t)_i^n - \log_{10} \frac{2.25T}{S} \right] \quad (18)$$

These equations correspond with equations (3), (4), and (5) for single discharging wells, but include in addition to \bar{s}_i^n , \bar{r}_{in} , and \bar{t}^n , a fourth variable, Q_n . So that equations (16), (17), and (18) will be the equations of straight-line plots. Q_n has been combined with s_i^n into a single variable $(s/Q)_i^n$, which may be referred to as the "specific drawdown" (drawdown per unit discharge). Thus, (16), (17), and (18) are the equations of the straight-line plots of the specific drawdown against the logarithms of \bar{r}_{in} , \bar{t}^n , and $(r^2/t)_i^n$, respectively, where \bar{t}^n is constant in equation (16), \bar{r}_{in} is constant in equation (17), and \bar{r}_{in} and \bar{t}^n are combined into a single variable in equation (18). As in equations (3), (4), and (5), the slope of each plot is represented by the quantity on the outside of the brackets in the corresponding equation, and the intercept of the extension of the plot at $(s/Q)_i^n = 0$ is represented by the second term within the brackets.

The weighted logarithmic mean distance \bar{r}_{in} for a given observed well at a given time may be computed in the following manner: (1) Multiply each increment of discharge that occurred before the given time by the logarithm of the distance from the observed well to the well in which the increment occurred; (2) sum the products algebraically; (3) divide the sum of the products by the algebraic sum of the increments of discharge; and (4) extract the antilogarithm of the quotient. The result will be the distance \bar{r}_{in} . The weighted logarithmic means \bar{t}^n and $(r^2/t)_i^n$ are computed in a similar manner, but where \bar{r}_{in} and \bar{t}^n are already computed, $(r^2/t)_i^n$ may be obtained more conveniently by dividing \bar{r}_{in}^2 by \bar{t}^n directly.

The weighted logarithmic means \bar{r}_{in} and \bar{t}^n both have physical significance. From a comparison of equation (16) with equation (3) it is evident that \bar{r}_{in} is the distance at which a single well discharging at a rate Q_n would produce the drawdown s_i^n at the elapsed time \bar{t}^n after the discharge began. A recognition of the significance of these quantities is helpful in interpreting the plots.

The three types of graphs corresponding, respectively, to equations (16), (17), and (18) are referred to as the generalized distance-drawdown graph, the generalized time-drawdown graph, and the generalized composite drawdown graph. The formulas for determining the coefficients of transmissibility and storage from these graphs may be derived in the

same manner as in the method for a single well discharging uniformly; that is, by equating the slopes and the intercepts of the plots with the corresponding quantities in the respective equations. The formulas are as in the following paragraphs.

Generalized distance-drawdown graph

$$T = \frac{-2.303}{2\pi\Delta\left(\frac{s}{Q}\right)_i} \quad (19)$$

where $\Delta\left(\frac{s}{Q}\right)_i$ is the change in specific drawdown over one logarithmic cycle.

$$S = \frac{2.25T\bar{r}_n}{\bar{r}_0^2} \quad (20)$$

where \bar{r}_0 is the value of \bar{r}_{in} at the intercept.

Generalized time-drawdown graph

$$T = \frac{2.303}{4\pi\Delta\left(\frac{s}{Q}\right)_i} \quad (21)$$

$$S = \frac{2.25T\bar{t}_0}{\bar{r}_{in}^2} \quad (22)$$

where \bar{t}_0 is the value of \bar{t}^n at the intercept.

Generalized composite drawdown graph

$$T = \frac{-2.303}{4\pi\Delta\left(\frac{s}{Q}\right)_i} \quad (23)$$

$$S = \frac{2.25T}{(\bar{r}^2/\bar{t})_0} \quad (24)$$

where $(\bar{r}^2/\bar{t})_0$ is the value of $(\bar{r}^2/\bar{t})_i^n$ at the intercept. The use of the generalized composite drawdown graph is demonstrated in the example that follows.

Figure 4(a) shows the locations of wells at the Central Plant of the municipal water supply of Houston, Texas (Guyton and Rose, 1945). The columnar sections, based on well logs, show by stippling the sands penetrated by the wells. The positions of the well screens are also indicated.

Figure 4(b) is a graph of the drawdown and subsequent partial recovery observed in Well F5 on October 10, 1939 (Jacob, 1941). Well F10, 850 feet from Well F5, began pumping 2.27 cfs at 10^h00^m and stopped pumping at 18^h45^m. Well F1, 780 feet away, began pumping 2.79 cfs at 10^h30^m and stopped pumping at 20^h05^m. Well F12, 1060 feet away, began pumping 3.56 cfs at 11^h00^m and continued pumping through the end of the test. Measurements of the water level in Well F5 were made throughout the day. Some of these measurements, expressed as drawdowns, are plotted in Figure 4(b), where the measurements used in applying the generalized straight-line graphical method are plotted each as two concentric circles.

10

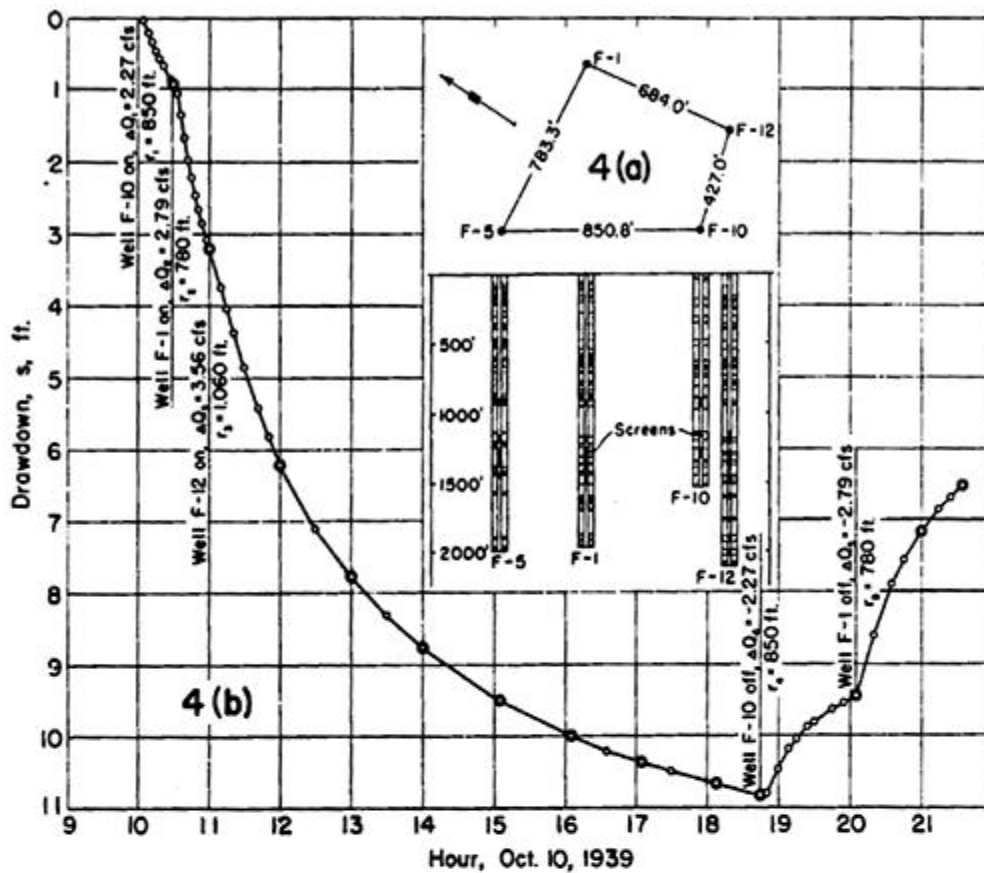


Fig. 4--(a) Relative location of wells at Central Plant, Houston, Tex., and columnar sections based on well logs (after Guyton and Rose)
 (b) Drawdown and subsequent partial recovery observed in well F5, October 10, 1939, resulting from staggered operation of wells F10, F1, and F12

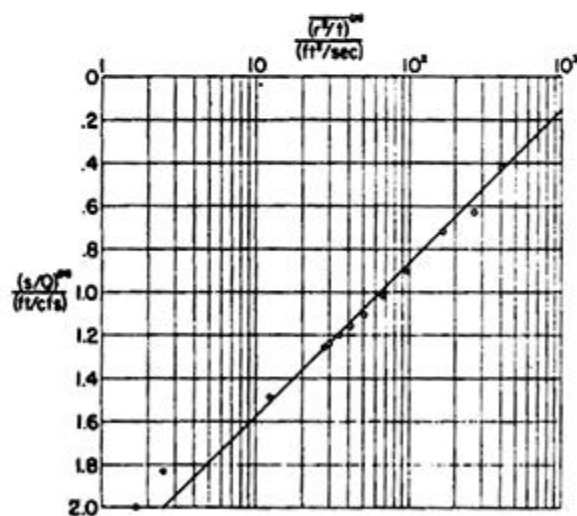


Fig. 5--Generalized composite drawdown graph for Well F5, Central Plant, Houston, Texas, October 10, 1939

Table 1--Computations of specific drawdown and weighted logarithmic mean $(r^2/t)^n$ for Well F5,
Central Plant, Houston, Texas, October 10, 1939

| Time | k | n | Dis- charge well | r_k | t_k | (r^2_k/t_k) | \log_{10} (r^2_k/t_k) | ΔQ_k | (9)×(8) | \log_{10} $(r^2/t)^n$ | $(r^2/t)^n$ | s^n | $(s/Q)^n$ |
|-------|-----|-----|------------------------|-------|-------|----------------------|------------------------------|--------------|---------|----------------------------|----------------------|-------|-----------|
| (1) | (2) | (3) | (4) | (5) | (6) | (7) | (8) | (9) | (10) | (11) | (12) | (13) | (14) |
| h m | | | | ft | sec | ft ² /sec | ft ² /sec | cfs | cfs | | ft ² /sec | ft | ft/cfs |
| 10 30 | 1 | 1 | F10 | 850 | 1800 | 402 | 2.604 | 2.27 | ... | 2.604 | 402 | 0.98 | 0.423 |
| 11 00 | 1 | .. | F10 | 850 | 3600 | 201 | 2.303 | 2.27 | 5.23 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 1800 | 338 | 2.529 | 2.79 | 7.08 | ... | ... | ... | ... |
| | | 2 | ... | ... | ... | ... | ... | 5.08 | 12.29 | 2.429 | 289 | 3.20 | 0.832 |
| 12 00 | 1 | .. | F10 | 850 | 7200 | 100.4 | 2.002 | 2.27 | 4.54 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 5400 | 112.8 | 2.052 | 2.79 | 5.73 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 3600 | 312 | 2.494 | 3.56 | 8.88 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 19.15 | 2.222 | 167 | 6.21 | 0.720 |
| 13 00 | 1 | .. | F10 | 850 | 10800 | 86.9 | 1.828 | 2.27 | 4.15 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 9000 | 87.8 | 1.830 | 2.79 | 5.11 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 7200 | 156 | 2.194 | 3.56 | 7.81 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 17.07 | 1.980 | 95.5 | 7.77 | 0.901 |
| 14 00 | 1 | .. | F10 | 850 | 14400 | 50.2 | 1.701 | 2.27 | 3.86 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 12600 | 48.3 | 1.684 | 2.79 | 4.70 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 10600 | 104 | 2.017 | 3.56 | 7.18 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 15.74 | 1.828 | 67.0 | 8.76 | 1.016 |
| 15 05 | 1 | .. | F10 | 850 | 18300 | 39.5 | 1.597 | 2.27 | 3.63 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 16500 | 36.9 | 1.567 | 2.79 | 4.37 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 14700 | 76.4 | 1.883 | 3.56 | 6.70 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 14.70 | 1.705 | 50.7 | 9.50 | 1.102 |
| 16 05 | 1 | .. | F10 | 850 | 21900 | 33.0 | 1.518 | 2.27 | 3.45 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 20100 | 30.3 | 1.481 | 2.79 | 4.13 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 18300 | 61.4 | 1.788 | 3.56 | 6.37 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 13.95 | 1.618 | 41.5 | 10.00 | 1.160 |
| 17 05 | 1 | .. | F10 | 850 | 25500 | 28.3 | 1.453 | 2.27 | 3.30 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 23700 | 25.7 | 1.410 | 2.79 | 3.93 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 21900 | 51.3 | 1.710 | 3.56 | 6.09 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 13.32 | 1.545 | 35.1 | 10.37 | 1.203 |
| 18 08 | 1 | .. | F10 | 850 | 29280 | 24.7 | 1.392 | 2.27 | 3.160 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 27480 | 22.1 | 1.345 | 2.79 | 3.753 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 25680 | 43.8 | 1.641 | 3.56 | 5.842 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 12.755 | 1.4797 | 30.18 | 10.67 | 1.238 |
| 18 45 | 1 | .. | F10 | 850 | 31500 | 22.9 | 1.361 | 2.27 | 3.089 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 29700 | 20.5 | 1.311 | 2.79 | 3.658 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 27900 | 40.3 | 1.605 | 3.56 | 5.714 | ... | ... | ... | ... |
| | | 3 | ... | ... | ... | ... | ... | 8.82 | 12.481 | 1.4456 | 27.90 | 10.84 | 1.258 |
| 20 05 | 1 | .. | F10 | 850 | 36300 | 19.9 | 1.299 | 2.27 | 2.949 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 34500 | 17.6 | 1.248 | 2.79 | 3.478 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 32700 | 34.4 | 1.536 | 3.56 | 5.468 | ... | ... | ... | ... |
| | 4 | .. | F10 | 850 | 4800 | 150.5 | 2.177 | -2.27 | -4.942 | ... | ... | ... | ... |
| | | 4 | ... | ... | ... | ... | ... | 6.35 | 6.951 | 1.0946 | 12.43 | 9.45 | 1.488 |
| 21 00 | 1 | .. | F10 | 850 | 39600 | 18.2 | 1.261 | 2.27 | 2.862 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 37800 | 16.1 | 1.207 | 2.79 | 3.368 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 36000 | 31.2 | 1.494 | 3.56 | 5.319 | ... | ... | ... | ... |
| | 4 | .. | F10 | 850 | 8100 | 89.2 | 1.950 | -2.27 | -4.427 | ... | ... | ... | ... |
| | 5 | .. | F1 | 780 | 3300 | 184.4 | 2.266 | -2.79 | -6.322 | ... | ... | ... | ... |
| | | 5 | ... | ... | ... | ... | ... | 3.56 | 0.800 | 0.2247 | 1.678 | 7.16 | 2.011 |
| 21 35 | 1 | .. | F10 | 850 | 41700 | 17.3 | 1.239 | 2.27 | 2.813 | ... | ... | ... | ... |
| | 2 | .. | F1 | 780 | 39900 | 15.2 | 1.183 | 2.79 | 3.301 | ... | ... | ... | ... |
| | 3 | .. | F12 | 1080 | 38100 | 29.5 | 1.470 | 3.56 | 5.233 | ... | ... | ... | ... |
| | 4 | .. | F10 | 850 | 10200 | 70.8 | 1.850 | -2.27 | -4.199 | ... | ... | ... | ... |
| | 5 | .. | F1 | 780 | 5400 | 112.7 | 2.052 | -2.79 | -5.725 | ... | ... | ... | ... |
| | | 5 | ... | ... | ... | ... | ... | 3.56 | 1.423 | 0.3997 | 2.51 | 8.51 | 1.829 |

Note: The subscript i, which refers to the observation well, is omitted, because only one observation well is involved in the example.

Computations to determine values of the weighted logarithmic mean $(\bar{r}^2/\bar{t})^n$ and the corresponding values of the specific drawdown $(s/Q)^n$ are given in Table 1. (The subscript i , which refers to the observation well, is omitted from the symbols because only one observation well is involved in the example.) The computation procedure may be observed by following the headings of the columns in the Table. The increments of discharge that occurred before the time given in column (1) are listed and summed algebraically in column (9). These increments of discharge are multiplied by the logarithms of the corresponding values of (r^2/t) , and the products are listed and summed algebraically in column (10). The sum of the products given in column (10) is then divided by the sum of the increments of discharge given in column (9), and the quotient is listed in column (11). The antilogarithm of this quotient, listed in column (12) is the weighted logarithmic mean $(\bar{r}^2/\bar{t})^n$. The corresponding value of the specific drawdown $(s/Q)^n$ is listed in column (14).

The data given in columns (12) and (14) are plotted in Figure 5. The alignment of the plotted points is not bad in view of the fact that the screens of the four wells are set at various depths and also the fact that the water-bearing sands are lenticular and vary in thickness and permeability from one well to another. The extent to which these or other circumstances might vitiate the method used may be judged most readily from the alignment of the points on a simple, straight-line graph such as Figure 5.

The change in specific drawdown $\Delta(s/Q)^n$ over one logarithmic cycle is -0.71 ft per cfs. Therefore, from equation (23) $T = 2.303 / (4\pi \times 0.71 \text{ ft/cfs}) = 0.26 \text{ cfs/ft}$.

The extension of the straight line in Figure 5 intersects the line of zero drawdown at $(\bar{r}^2/\bar{t})^n = (\bar{r}^2/\bar{t})_0^n = 1650 \text{ ft}^2/\text{sec}$. Thus, from equation (24) $S = 2.25(0.26 \text{ cfs/ft}) / (1650 \text{ ft}^2/\text{sec}) = 0.00035$.




Note: Formulas given in this paper are applicable for any set of consistent units of length and time. It has been the custom of some writers and investigators to express r in feet, t in days, Q in gallons per minute, and T in gallons per day per foot, S being a dimensionless fraction. For these inconsistent units, the right-hand members of the formulas for transmissibility must be multiplied by the factor 1,440 and the right-hand members of the formulas for the coefficient of storage by the factor 0.1337.

REFERENCES

- Guyton, W. F., and Rose, N. A., 1945, Quantitative studies of some artesian aquifers in Texas: Econ. Geology, vol. 40, no. 3, pp. 193-226.
- Jacob, C. E., 1940, On the flow of water in an elastic artesian aquifer: Am. Geophys. Union Trans., 1940, pt. 2, pp. 574-586.
- Jacob, C. E., 1941, Coefficients of storage and transmissibility obtained from pumping tests in the Houston district, Tex.: Am. Geophys. Union Trans., 1941, pt. 3, pp. 744-756.
- Jacob, C. E., 1946, Drawdown test to determine effective radius of an artesian well: Am. Soc. Civil Eng. Proc., vol. 72, no. 5, pp. 629-646.
- Theis, C. V., 1935, The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage: Am. Geophys. Union Trans., 1935, pt. 2, pp. 519-524.
- Wenzel, L. K., 1942, Methods for determining permeability of water-bearing materials: U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper 887.
- Wenzel, L. K., and Grechlee, A. L., 1944, A method for determining transmissibility and storage coefficients by tests of multiple well systems: Am. Geophys. Union Trans., 1943, pt. 2, pp. 547-560.

Appendix 5 – A mésztufa csiga faunája

A lillafüredi mésztufa csiga faunája - Leíró rész

| | |
|---|--|
| <p><i>Sadleriana pannonica (Frnf.) - 1865, jelen hivatalos neve: <i>Bythinella pannonica</i></i></p> <p>Méretei: 1.5 - 3.0 mm</p> <p>Koroló jellege: Holocén, recens.</p> <p>Földrajzi elterjedése: Endemikus Európában, ahol Magyarországból és Szlovákiából ismert. Előfordulását három helyről jelentették: Bükk hegység, Aggteleki karszt, és Szlovák karszt.</p> <p>Élettér: Édesvíz, karsztforrások és kifolyásuk környezete.</p> <p>Előfordulása a lillafüredi mésztufában: Stagnáló vízi és áramló vízi fáciesek.</p> |  |
| <p><i>Vallonia costata (Müll.) – 1774</i></p> <p>Mérete: 1.1 - 1.6 x 2.2 - 2.7 mm</p> <p>Koroló jellege: Holocén, recens.</p> <p>Földrajzi elterjedése: Észak Afrika, Ázsia, Brit szigetek, Írország, Cseh köztársaság, Szlovákia, Magyarország, Lengyelország, Hollandia, Litvánia. Svájcban 2800 m, Bulgáriában 1300 m magasságig található.</p> <p>Élettér: Lélegző szárazföldi gastropoda, száraz nyitott területek, hegységi erdő, homok dűnék, nedves víz menti, főleg mészköves területek.</p> <p>Előfordulása lillafüredi mésztufában: Stagnáló vízi fácies.</p> |  |
| <p><i>Vitrea crystallina (Müll.) - 1774 - Üveg csiga</i></p> <p>Méretei: 1.4 - 2.1 x 3.1 - 4.0 mm</p> <p>Koroló jellege: Holocén, recens.</p> <p>Földrajzi elterjedése: Majdnem mindenhol Európában, kivéve Dél Európa és 65 fok északi szélesség fölött.</p> <p>Élettér: Lélegző szárazföldi gastropoda, nedves erdőkben falevél hulladék és kövek alatt, mohás területeken, folyóparti erdőkben, sűrű dudva növények alatt és nádasokban él. Tipikus előfordulása: alluviális folyóparti erdők, nedves mezők. Svájcban 2300 m magasságig található.</p> <p>Előfordulása a lillafüredi mésztufában: Stagnáló vízi és áramló vízi fáciesek.</p> |  |
| <p><i>Clausilia dubia (Drap.) - 1805</i></p> | |

Mérete: 16 mm-ig.

Koroló jellege: Holocén, recens.

Földrajzi elterjedése: Észak Anglia, Cseh köztársaság, Szlovákia, Magyarország, Közép és Nyugat Európa.

Élettér: Lélegző szárazföldi gastropoda, nedves, hűvös hegységi tájak.

Előfordulása lillafüredi mésztufában: Áramló vízi fácies.



Laciniaria biplicata* (Mont) - 1803, jelen hivatalos neve: *Balea biplicata

Mérete: 18 mm-ig.

Koroló jellege: Késő Pleisztocén, Holocén, recens.

Földrajzi elterjedése: Közép és Délkelet Európától Dél Skandináviáig, Délkelet Lengyelország, Nyugati Kárpátok, Észak Szlovákia, Bulgária, Észak Görögország, Dél Tirol, Észak Svájc, Északkelet Franciaország, Hollandia, a késő Pleisztocén és Holocén időkben ismert.

Modern időkben áttegyedt Dél Angliába.

Élettér: Lélegző szárazföldi gastropoda, árnyékos, nedves erdőkben, sűrű aljnövényzet alatt, levél hulladék vagy kövek között él, kevésbé gyakori száraz nyitott területen. Svájcban 800 m, Ausztriában és Bulgáriában 2,300 m magasságig terjed.

Dél Angliában növényi hulladék között, a Temze partokon általában emberi szeméttel társulva él, behatolt a kertekbe is.

Előfordulása lillafüredi mésztufában: Áramló vízi fácies.



***Fruticicola fruticum* (Müll.) - 1774**

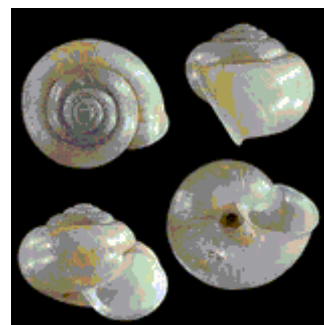
Mérete: 22 mm-ig.



Koroló jellege: Holocén, recens.

Földrajzi elterjedése: Európa

Élettér: Lélegző szárazföldi csiga, folyó árterületeken, nyílt bokros vidéken, magas növények alatti árnyékos területek, meleg nedves környezetben él, szárazságra nagyon érzékeny. Nedves hullott növény leveleken és gombákon táplálkozik. Svájcban és Bulgáriában 1,800 m magasságig található.

Előfordulása lillafüredi mésztufában: Áramló vízi fácies.



| | |
|--|--|
| <p><i>Helicodonta obvoluta</i> (Müll.) - 1774</p> <p>Mérete: 10 - 15 mm.</p> <p>Koroló jellege: Holocén, recens.</p> <p>Földrajzi elterjedése: Európa</p> <p>Élettér: Lélegző szárazföldi csiga, nedves erdőben él, szaporodásához és hibernációhoz korhadó fa szükséges.</p> <p>Előfordulása lillafüredi mésztufában: Áramló vízi fácies.</p> |  |
| <p><i>Helicigona faustina</i> (Rm. - 1835</p> <p>Mérete: 13 - 16 mm.</p> <p>Koroló jellege: Holocén, recens.</p> <p>Földrajzi elterjedése: Európa</p> <p>Élettér: Erdős hegyoldalak, nedves árnyékos-köves területek az alpi régiók alatt, nem korlátozott csupán mészkő területekre, nem található alföldeken.</p> <p>Előfordulása lillafüredi mésztufában: Áramló vízi fácies.</p> |  |
| <p><i>Helicida</i> sp. indet.</p> <p>A családról általában: -</p> <p>Koroló jellege: Holocén, recens.</p> <p>Földrajzi elterjedése: Eurázsia</p> <p>Élettér: Tüdős szárazföldi csigák, nedves területek növénytakarói alatt élnek.</p> <p>Előfordulása a lillafüredi mésztufában: Stagnáló vízi fácies.</p> |  <p>Példa, a család egyik tagja: <i>Helicidae-Helix_pomatia</i> (Közönséges kerti csiga)</p> |
| <p><i>Cochlodina</i> sp. Indet.</p> <p>A családról általában: -</p> <p>Koroló jellege: Holocén, recens.</p> <p>Földrajzi elterjedése: Európai mérsékelt zóna, Közép Európa.</p> <p>Élettér: Tüdős szárazföldi csigák, ősi (természetes településű) erdők főleg mészkő területein élnek.</p> <p>Előfordulása lillafüredi mésztufában: Áramló vízi fácies.</p> |  <p>Példa, a család egyik tagja: <i>Cochlodina_laminata</i></p> |

Appendix 6 – A vízkivétel változatai

Sebes forrás - A vízkibocsájtás változásai különböző hozamú leszívás mellett

| Date | Weekly yield m3/week | 2500 m3 / week | | | |
|------------|----------------------------|-------------------|------------|-----------|-----------|
| | | Balance | Cumulative | Positive | Negative |
| | | of | | weekly | weekly |
| | | discharge | | balance | balance |
| | | after | extraction | | |
| | | extraction | | | |
| | | of 2500 | | | |
| | | m3/week | m3 | m3/week | m3/week |
| 28/10/1961 | 148.89 | -2,351.11 | -2,500.00 | | -2,351.11 |
| 4/11/1961 | 152.22 | -2,347.78 | -5,000.00 | | -2,347.78 |
| 11/11/1961 | 169.43 | -2,330.57 | -7,500.00 | | -2,330.57 |
| 18/11/1961 | 962.98 | -1,537.02 | -10,000.00 | | -1,537.02 |
| 25/11/1961 | 2,605.01 | 105.01 | -12,500.00 | 105.01 | |
| 2/12/1961 | 4,914.57 | 2,414.57 | -15,000.00 | 2,414.57 | |
| 9/12/1961 | 4,914.57 | 2,414.57 | -17,500.00 | 2,414.57 | |
| 16/12/1961 | 4,968.57 | 2,468.57 | -20,000.00 | 2,468.57 | |
| 23/12/1961 | 6,290.14 | 3,790.14 | -22,500.00 | 3,790.14 | |
| 30/12/1961 | 15,661.81 | 13,161.81 | -25,000.00 | 13,161.81 | |
| 6/01/1962 | 16,482.49 | 13,982.49 | -27,500.00 | 13,982.49 | |
| 13/01/1962 | 13,512.15 | 11,012.15 | -30,000.00 | 11,012.15 | |
| 20/01/1962 | 14,825.24 | 12,325.24 | -32,500.00 | 12,325.24 | |
| 27/01/1962 | 15,487.08 | 12,987.08 | -35,000.00 | 12,987.08 | |
| 3/02/1962 | 11,383.67 | 8,883.67 | -37,500.00 | 8,883.67 | |
| 10/02/1962 | 11,317.48 | 8,817.48 | -40,000.00 | 8,817.48 | |
| 17/02/1962 | 11,516.04 | 9,016.04 | -42,500.00 | 9,016.04 | |
| 24/02/1962 | 15,571.80 | 13,071.80 | -45,000.00 | 13,071.80 | |
| 3/03/1962 | 23,720.39 | 21,220.39 | -47,500.00 | 21,220.39 | |
| 10/03/1962 | 48,891.53 | 46,391.53 | -50,000.00 | 46,391.53 | |
| 17/03/1962 | 42,569.62 | 40,069.62 | -52,500.00 | 40,069.62 | |
| 24/03/1962 | 29,115.72 | 26,615.72 | -55,000.00 | 26,615.72 | |
| 31/03/1962 | 27,050.77 | 24,550.77 | -57,500.00 | 24,550.77 | |
| 7/04/1962 | 97,017.97 | 94,517.97 | -60,000.00 | 94,517.97 | |
| 14/04/1962 | 87,752.20 | 85,252.20 | -62,500.00 | 85,252.20 | |
| 21/04/1962 | 45,449.96 | 42,949.96 | -65,000.00 | 42,949.96 | |
| 28/04/1962 | 34,394.56 | 31,894.56 | -67,500.00 | 31,894.56 | |
| 5/05/1962 | 27,945.58 | 25,445.58 | -70,000.00 | 25,445.58 | |
| 12/05/1962 | 21,343.05 | 18,843.05 | -72,500.00 | 18,843.05 | |
| 19/05/1962 | 15,738.58 | 13,238.58 | -75,000.00 | 13,238.58 | |
| 26/05/1962 | 18,195.34 | 15,695.34 | -77,500.00 | 15,695.34 | |
| 2/06/1962 | 13,819.24 | 11,319.24 | -80,000.00 | 11,319.24 | |
| 9/06/1962 | 9,136.06 | 6,636.06 | -82,500.00 | 6,636.06 | |

| | | | | | |
|------------------|------------|-------------|-------------|------------|------------|
| 16/06/1962 | 5,416.51 | 2,916.51 | -85,000.00 | 2,916.51 | |
| 23/06/1962 | 4,074.29 | 1,574.29 | -87,500.00 | 1,574.29 | |
| 30/06/1962 | 3,713.72 | 1,213.72 | -90,000.00 | 1,213.72 | |
| 7/07/1962 | 2,144.37 | -355.63 | -92,500.00 | | -355.63 |
| 14/07/1962 | 1,422.16 | -1,077.84 | -95,000.00 | | -1,077.84 |
| 21/07/1962 | 1,141.54 | -1,358.46 | -97,500.00 | | -1,358.46 |
| 28/07/1962 | 1,134.13 | -1,365.87 | -100,000.00 | | -1,365.87 |
| 4/08/1962 | 1,030.88 | -1,469.12 | -102,500.00 | | -1,469.12 |
| 11/08/1962 | 1,063.45 | -1,436.55 | -105,000.00 | | -1,436.55 |
| 18/08/1962 | 1,028.50 | -1,471.50 | -107,500.00 | | -1,471.50 |
| 25/08/1962 | 898.78 | -1,601.22 | -110,000.00 | | -1,601.22 |
| 1/09/1962 | 864.89 | -1,635.11 | -112,500.00 | | -1,635.11 |
| 8/09/1962 | 713.99 | -1,786.01 | -115,000.00 | | -1,786.01 |
| 15/09/1962 | 644.90 | -1,855.10 | -117,500.00 | | -1,855.10 |
| 22/09/1962 | 495.06 | -2,004.94 | -120,000.00 | | -2,004.94 |
| 29/09/1962 | 307.62 | -2,192.38 | -122,500.00 | | -2,192.38 |
| 6/10/1962 | 211.79 | -2,288.21 | -125,000.00 | | -2,288.21 |
| 13/10/1962 | 107.22 | -2,392.78 | -127,500.00 | | -2,392.78 |
| 20/10/1962 | 105.89 | -2,394.11 | -130,000.00 | | -2,394.11 |
| 27/10/1962 | 101.22 | -2,398.78 | -132,500.00 | | -2,398.78 |
| Tot discharged: | 719,645.62 | 587,145.62 | | 624,795.71 | -37,650.09 |
| Tot extracted: | | | -132,500.00 | | |
| Utilised % | | | 18.41 | | |
| Daily extr. rate | | 357.12 m3/d | | | |

| 2100 m3 / week | | | | 1750 m3 / week | | | |
|---|--------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---|--------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Balance of discharge after extraction of 2100 m3/week | Cumulative extraction m3 | Positive weekly balance m3/week | Negative weekly balance m3/week | Balance of discharge after extraction of 1750 m3/week | Cumulative extraction m3 | Positive weekly balance m3/week | Negative weekly balance m3/week |
| -1,951.11 | -2,100.00 | | -1,951.11 | -1,601.11 | -1,750.00 | | -1,601.11 |
| -1,947.78 | -4,200.00 | | -1,947.78 | -1,597.78 | -3,500.00 | | -1,597.78 |
| -1,930.57 | -6,300.00 | | -1,930.57 | -1,580.57 | -5,250.00 | | -1,580.57 |
| -1,137.02 | -8,400.00 | | -1,137.02 | -787.02 | -7,000.00 | | -787.02 |
| 505.01 | -10,500.00 | 505.01 | | 855.01 | -8,750.00 | 855.01 | |
| 2,814.57 | -12,600.00 | 2,814.57 | | 3,164.57 | -10,500.00 | 3,164.57 | |
| 2,814.57 | -14,700.00 | 2,814.57 | | 3,164.57 | -12,250.00 | 3,164.57 | |
| 2,868.57 | -16,800.00 | 2,868.57 | | 3,218.57 | -14,000.00 | 3,218.57 | |
| 4,190.14 | -18,900.00 | 4,190.14 | | 4,540.14 | -15,750.00 | 4,540.14 | |
| 13,561.80 | -21,000.00 | 13,561.80 | | 13,911.80 | -17,500.00 | 13,911.80 | |

| | | | | | |
|-----------|-------------|------------|-----------|------------|------------|
| 14,382.50 | -23,100.00 | 14,382.50 | 14,732.50 | -19,250.00 | 14,732.50 |
| 11,412.20 | -25,200.00 | 11,412.20 | 11,762.20 | -21,000.00 | 11,762.20 |
| 12,725.20 | -27,300.00 | 12,725.20 | 13,075.20 | -22,750.00 | 13,075.20 |
| 13,387.10 | -29,400.00 | 13,387.10 | 13,737.10 | -24,500.00 | 13,737.10 |
| 9,283.67 | -31,500.00 | 9,283.67 | 9,633.67 | -26,250.00 | 9,633.67 |
| 9,217.48 | -33,600.00 | 9,217.48 | 9,567.48 | -28,000.00 | 9,567.48 |
| 9,416.04 | -35,700.00 | 9,416.04 | 9,766.04 | -29,750.00 | 9,766.04 |
| 13,471.80 | -37,800.00 | 13,471.80 | 13,821.80 | -31,500.00 | 13,821.80 |
| 21,620.40 | -39,900.00 | 21,620.40 | 21,970.40 | -33,250.00 | 21,970.40 |
| 46,791.50 | -42,000.00 | 46,791.50 | 47,141.50 | -35,000.00 | 47,141.50 |
| 40,469.60 | -44,100.00 | 40,469.60 | 40,819.60 | -36,750.00 | 40,819.60 |
| 27,015.70 | -46,200.00 | 27,015.70 | 27,365.70 | -38,500.00 | 27,365.70 |
| 24,950.80 | -48,300.00 | 24,950.80 | 25,300.80 | -40,250.00 | 25,300.80 |
| 94,918.00 | -50,400.00 | 94,918.00 | 95,268.00 | -42,000.00 | 95,268.00 |
| 85,652.20 | -52,500.00 | 85,652.20 | 86,002.20 | -43,750.00 | 86,002.20 |
| 43,350.00 | -54,600.00 | 43,350.00 | 43,700.00 | -45,500.00 | 43,700.00 |
| 32,294.60 | -56,700.00 | 32,294.60 | 32,644.60 | -47,250.00 | 32,644.60 |
| 25,845.60 | -58,800.00 | 25,845.60 | 26,195.60 | -49,000.00 | 26,195.60 |
| 19,243.10 | -60,900.00 | 19,243.10 | 19,593.10 | -50,750.00 | 19,593.10 |
| 13,638.60 | -63,000.00 | 13,638.60 | 13,988.60 | -52,500.00 | 13,988.60 |
| 16,095.30 | -65,100.00 | 16,095.30 | 16,445.30 | -54,250.00 | 16,445.30 |
| 11,719.20 | -67,200.00 | 11,719.20 | 12,069.20 | -56,000.00 | 12,069.20 |
| 7,036.06 | -69,300.00 | 7,036.06 | 7,386.06 | -57,750.00 | 7,386.06 |
| 3,316.51 | -71,400.00 | 3,316.51 | 3,666.51 | -59,500.00 | 3,666.51 |
| 1,974.29 | -73,500.00 | 1,974.29 | 2,324.29 | -61,250.00 | 2,324.29 |
| 1,613.72 | -75,600.00 | 1,613.72 | 1,963.72 | -63,000.00 | 1,963.72 |
| 44.37 | -77,700.00 | 44.37 | 394.37 | -64,750.00 | 394.37 |
| -677.84 | -79,800.00 | -677.84 | -327.84 | -66,500.00 | -327.84 |
| -958.46 | -81,900.00 | -958.46 | -608.46 | -68,250.00 | -608.46 |
| -965.87 | -84,000.00 | -965.87 | -615.87 | -70,000.00 | -615.87 |
| -1,069.12 | -86,100.00 | -1,069.12 | -719.12 | -71,750.00 | -719.12 |
| -1,036.55 | -88,200.00 | -1,036.55 | -686.55 | -73,500.00 | -686.55 |
| -1,071.50 | -90,300.00 | -1,071.50 | -721.50 | -75,250.00 | -721.50 |
| -1,201.22 | -92,400.00 | -1,201.22 | -851.22 | -77,000.00 | -851.22 |
| -1,235.11 | -94,500.00 | -1,235.11 | -885.11 | -78,750.00 | -885.11 |
| -1,386.01 | -96,600.00 | -1,386.01 | -1,036.01 | -80,500.00 | -1,036.01 |
| -1,455.10 | -98,700.00 | -1,455.10 | -1,105.10 | -82,250.00 | -1,105.10 |
| -1,604.94 | -100,800.00 | -1,604.94 | -1,254.94 | -84,000.00 | -1,254.94 |
| -1,792.38 | -102,900.00 | -1,792.38 | -1,442.38 | -85,750.00 | -1,442.38 |
| -1,888.21 | -105,000.00 | -1,888.21 | -1,538.21 | -87,500.00 | -1,538.21 |
| -1,992.78 | -107,100.00 | -1,992.78 | -1,642.78 | -89,250.00 | -1,642.78 |
| -1,994.11 | -109,200.00 | -1,994.11 | -1,644.11 | -91,000.00 | -1,644.11 |
| -1,998.78 | -111,300.00 | -1,998.78 | -1,648.78 | -92,750.00 | -1,648.78 |
| 2100 m3/w | | 637,640.20 | 1750 m3/w | | 649,190.20 |
| | -111,300.00 | -29,294.46 | | -92,750.00 | -22,294.46 |

| | | | |
|------------|-------|------------|-------|
| | 15.47 | | 12.89 |
| 300 m3/day | | 250 m3/day | |

| | 1400 m3 / week | | |
|---|------------------------------------|--|--|
| Balance of discharge after extraction of 1400 m3/week | Cumulative extraction m3 | Positive weekly balance m3/week | Negative weekly balance m3/week |
| -1,251.11 | -1,400.00 | | -1,251.11 |
| -1,247.78 | -2,800.00 | | -1,247.78 |
| -1,230.57 | -4,200.00 | | -1,230.57 |
| -437.02 | -5,600.00 | | -437.02 |
| 1,205.01 | -7,000.00 | 1,205.01 | |
| 3,514.57 | -8,400.00 | 3,514.57 | |
| 3,514.57 | -9,800.00 | 3,514.57 | |
| 3,568.57 | -11,200.00 | 3,568.57 | |
| 4,890.14 | -12,600.00 | 4,890.14 | |
| 14,261.80 | -14,000.00 | 14,261.80 | |
| 15,082.50 | -15,400.00 | 15,082.50 | |
| 12,112.20 | -16,800.00 | 12,112.20 | |
| 13,425.20 | -18,200.00 | 13,425.20 | |
| 14,087.10 | -19,600.00 | 14,087.10 | |
| 9,983.67 | -21,000.00 | 9,983.67 | |
| 9,917.48 | -22,400.00 | 9,917.48 | |
| 10,116.00 | -23,800.00 | 10,116.00 | |
| 14,171.80 | -25,200.00 | 14,171.80 | |
| 22,320.40 | -26,600.00 | 22,320.40 | |
| 47,491.50 | -28,000.00 | 47,491.50 | |
| 41,169.60 | -29,400.00 | 41,169.60 | |
| 27,715.70 | -30,800.00 | 27,715.70 | |
| 25,650.80 | -32,200.00 | 25,650.80 | |
| 95,618.00 | -33,600.00 | 95,618.00 | |
| 86,352.20 | -35,000.00 | 86,352.20 | |
| 44,050.00 | -36,400.00 | 44,050.00 | |
| 32,994.60 | -37,800.00 | 32,994.60 | |
| 26,545.60 | -39,200.00 | 26,545.60 | |
| 19,943.10 | -40,600.00 | 19,943.10 | |
| 14,338.60 | -42,000.00 | 14,338.60 | |
| 16,795.30 | -43,400.00 | 16,795.30 | |
| 12,419.20 | -44,800.00 | 12,419.20 | |
| 7,736.06 | -46,200.00 | 7,736.06 | |

| | | | |
|-----------|------------|------------|------------|
| 4,016.51 | -47,600.00 | 4,016.51 | |
| 2,674.29 | -49,000.00 | 2,674.29 | |
| 2,313.72 | -50,400.00 | 2,313.72 | |
| 744.37 | -51,800.00 | 744.37 | |
| 22.16 | -53,200.00 | 22.16 | |
| -258.46 | -54,600.00 | | -258.46 |
| -265.87 | -56,000.00 | | -265.87 |
| -369.12 | -57,400.00 | | -369.12 |
| -336.55 | -58,800.00 | | -336.55 |
| -371.50 | -60,200.00 | | -371.50 |
| -501.22 | -61,600.00 | | -501.22 |
| -535.11 | -63,000.00 | | -535.11 |
| -686.01 | -64,400.00 | | -686.01 |
| -755.10 | -65,800.00 | | -755.10 |
| -904.94 | -67,200.00 | | -904.94 |
| -1,092.38 | -68,600.00 | | -1,092.38 |
| -1,188.21 | -70,000.00 | | -1,188.21 |
| -1,292.78 | -71,400.00 | | -1,292.78 |
| -1,294.11 | -72,800.00 | | -1,294.11 |
| -1,298.78 | -74,200.00 | | -1,298.78 |
| 1400 m3/w | | 660,762.32 | -15,316.62 |
| | -74,200.00 | | |
| | 10.31 | | |