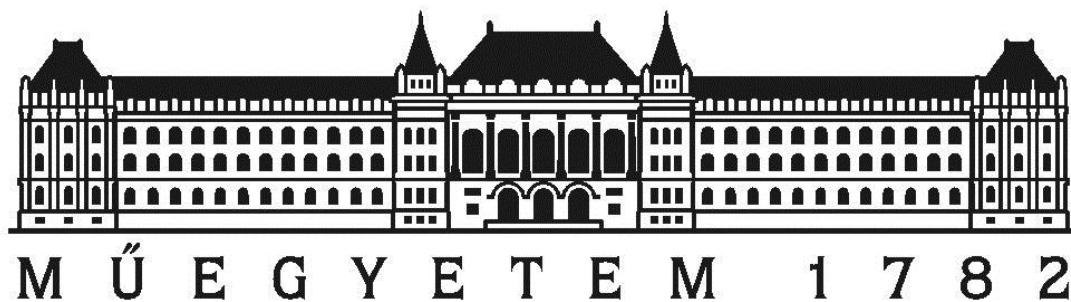




Molnár János-barlang kőzetkörnyezetének mérnökgeológiai vizsgálata

TDK dolgozat

Pekáry Anna, Építőmérnök BSc

Konzulensek:

Dr. Hajnal Géza, egyetemi docens (BME-VIT)

Dr. Görög Péter, adjunktus (BME-EAT)

Dr. Szieberth Dénes, egyetemi docens (BME)

Vízépítési és Vízgazdálkodási Tanszék

Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék

Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem

Budapest, 2014

Tartalomjegyzék:

1. Bevezetés	3
2. Terület bemutatása	4
2.1. Földrajzi elhelyezkedés	4
2.2. Földtani felépítés	5
2.3. Hidrogeológiai viszonyok	8
2.4. A Molnár János-barlang keletkezése	11
2.5. Mintavételi helyek	11
2.6. Minták bemutatása	13
3. Laboratóriumi vizsgálatok	14
3.1. Testsűrűség és víztelítés	16
3.2. Egyirányú nyomószilárdság-vizsgálat	19
3.3. Közvetett húzószilárdság-vizsgálat	21
4. A PHARE 134/2-es projektjének L-VII-es fúrása	23
4.1. PHARE fúrás eredményei	23
4.2. Összehasonlítás	24
4.2.1. Testsűrűség és vízfelvétel	24
4.2.2. Ultrahang-hullám terjedési sebessége	24
4.2.3. Egyirányú nyomószilárdság-vizsgálat	25
4.2.4. Húzószilárdság-vizsgálat	26
5. Kutatási eredmények alkalmazási lehetőségei	26
6. Irodalomjegyzék	28

1. Bevezetés

A Molnár János-barlang a budai oldal barlangjai között egyedülálló vízzel telített járataival, mai napig zajló barlangképződési folyamataival. Az eddig körülbelül 8000 méter hosszban és 100 méter mélységben feltárt járatrendszert a keveredési korrózió alakította ki, becslések szerint 10000 évvel ezelőtt. A szinte teljes egészében langyos vízzel telített barlang csak barlangi búvárok által, engedéllyel járható. A járatrendszer természetes úton víz alatt elérhető, de a Frankel Leó út felől egy mesterségesen kialakított tárón keresztül száraz lábban megközelíthető a Kesslerről elnevezett levegős terem, ami a búvárok kedvelt merülési helye. A barlang jelenleg is zajló képződését jól jelzi, hogy mészkiválások, cseppkövek nincsenek, a karsztos jelenségek a melegvíz által oldott formákban merülnek ki.

A Molnár János-barlang kőzetanyagáról kőzetfizikai vizsgálatsorozat korábban nem készült. A geológiai vizsgálatokat megnehezíti, hogy a barlangjáratokat víz tölti ki, így hagyományos mintavételre, fúrásokra nincs lehetőség. Mintavételre a barlang falából, a mállottabb zónából van csak lehetőség, méretüket a búvárok ereje korlátozza. Jelen munkámban négy különböző időben vett mintákat vizsgáltam. A szabványos próbatestek kialakítása után vízfelvételi és szilárdsági vizsgálatokat végeztem. Az általam elért eredmények fontos mérföldkövek lehetnek nemcsak a mérnökgeológiai, de szivárgáshidraulikai szempontból is. Egy numerikus modell elkészítéséhez fontos adatok lehetnek a későbbiekben.

A barlangrendszer kőzetkörnyezetének kőzetfizikai paraméterei, azon belül is a testsűrűségi és a szilárdsági értékek elengedhetetlenek egy esetleges állékonysági vizsgálatnál. Munkámban meghatározó eredményként könyveltem el, hogy a mintavételi helyekről származó kőzetanyagok nemcsak egyfélék voltak, ebből kifolyólag pontosabb képet kaphattam arról, hogy milyenek a barlang kőzetkörnyezeti viszonyai.

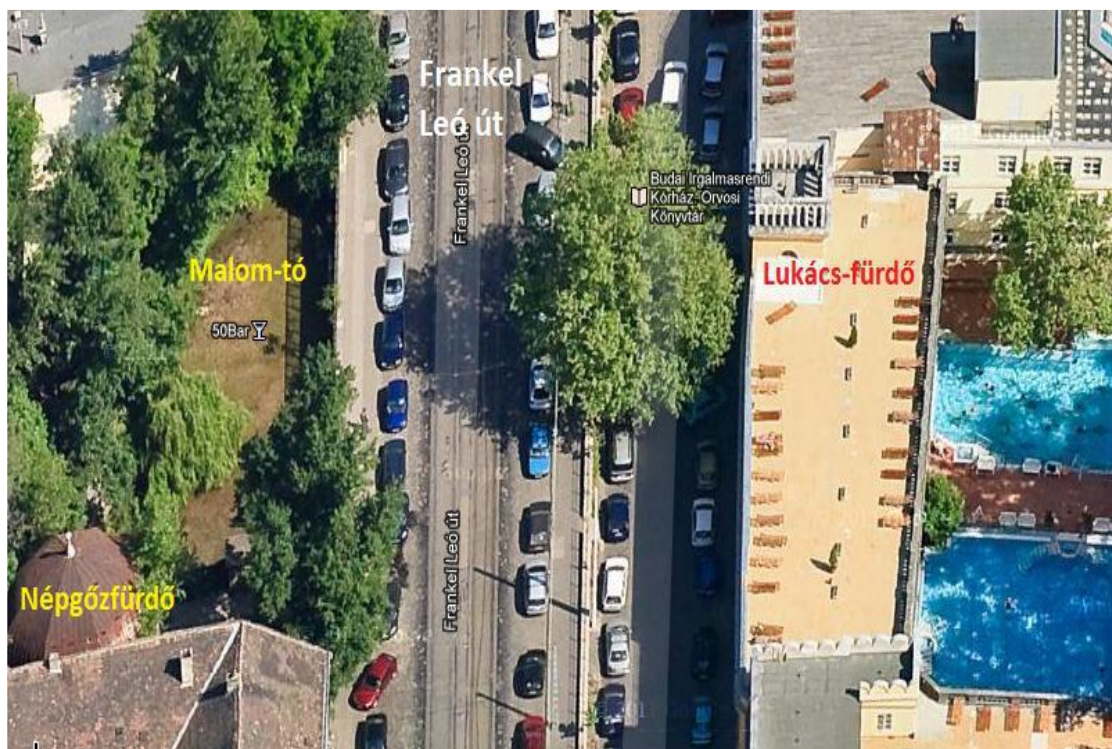
2. Terület bemutatása

2.1 Földrajzi elhelyezkedés

Az általam vizsgált terület a Budai-hegység, azon belül is a Hármashatár-hegy részét képezi, a Duna jobb partján, a Rózsadomb területén található. A Molnár János-barlang a József-hegy alatt húzódik, és Magyarország legnagyobb víz alatti üregrendszere. 1982 óta fokozottan védett természeti érték; akkor még csak 450 m volt ismert az eddig feltárt 7 km hosszúságú járatrendszerből, amely még mindig nem a teljes barlang. Felső, száraz bejárata a Malomtó felett, az alsó pedig a tó vízszintje alatt található. Vizét a mélyből feltörő meleg és a Budai-hegységből érkező hideg karsztvíz adja. A falakat gömbüstök és hévforráscsövek díszítik. Mélyebben fekete, mangános bevonat borítja. Az öt nagy rózsadombi barlang közül ez az egyetlen napjainkban is aktív hévizes barlang. A barlangban fakadó 17-27 °C-os termálvizet a Szent Lukács Gyógyfürdő hasznosítja. Lezárt, látogatásához és a merüléshez engedély szükséges.



1. ábra: Az általam vizsgált terület elhelyezkedése (Google Earth)



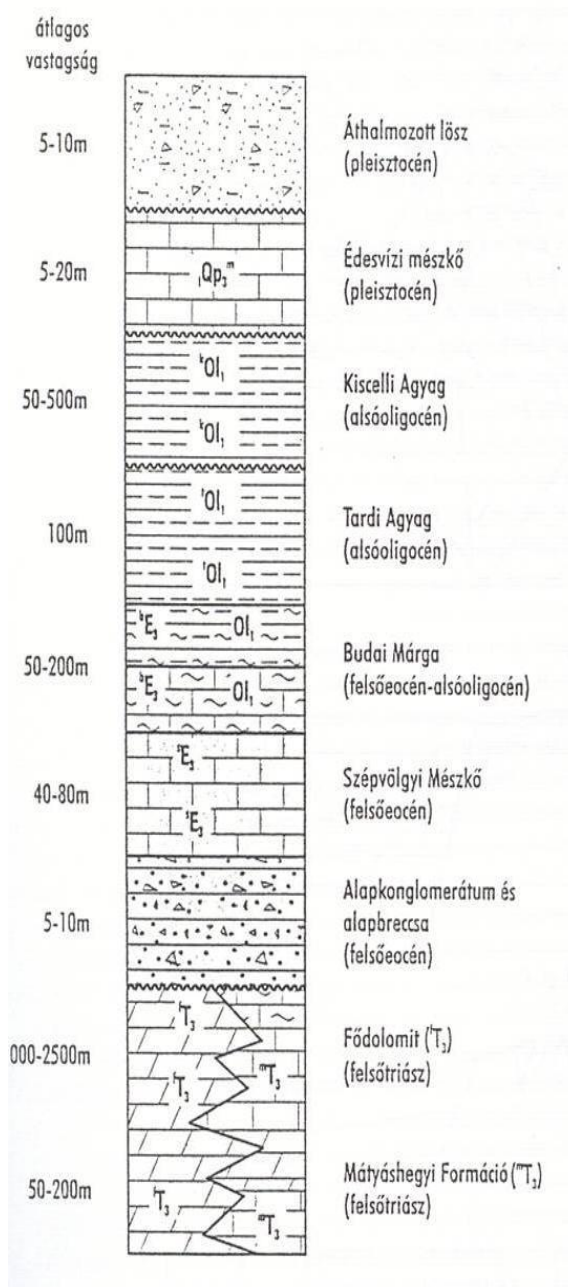
2. ábra: Az általam vizsgált terület elhelyezkedése (Csordás, Pataki, 2012.)

2.2 Földtani felépítés

A Budai-hegység fő tömegét triász korú karbonátok alkotják, melyet paleogén képződmények (eocén mészkő, márga illetve oligocén agyagmárga) fednek. A legidősebb képződmény a Budaörsi Dolomit, mely 1000-1200 méter vastagságú (Haas, 1994). Erre települ a karni korú Mátyáshegyi Formáció, melyet feltárásokból és barlangokból ismerünk. Ez a képződmény a József-hegyet alkotó kőzetek legfiatalabbika. A felső triászra az 1000-1500 m vastag Fődolomit Formáció és a karsztosodásra hajlamos Dachsteini Mészkő Formáció jellemző (Wein, 1977; Haas et al., 2000, Lovrity, Bodor, 2014)

Üledékhézaggal települnek eocén rétegek a budai-hegységi triászra. Ennek oka a szárazulati körülmények között elszenvedett erózió (Nádor, 1991). A krétában a tektonikai mozgások következtében ÉNy – DK-i irányú összenyomás hatására széles, egymással párhuzamos antiklinálisok jöttek létre. Azonos feszültségtér alakította ki a hegység feltolódási és eltolódási szerkezeteit (Fodor et al., 1994). A karbonátokban – rideg természetük miatt – a feszültségek sűrű repedezettséget, töredezettséget alakítottak ki (Wein, 1977), melyek elősegítették a karsztos rendszer kialakulását (Lovrity, Bodor, 2014).

Az ÉNy felől történő transzgresszió hatására az eocénban eleinte durva, abrázíós konglomerátum, majd sekélytengeri mészkő (Szépvölgyi Mészkő Formáció), ezt követően pedig bryozoákban gazdag márga (Budai Márga) települ (Wein, 1977). A Rózsadomb barlangjai főleg a Szépvölgyi Mészkőben alakultak ki, a források a Budai Márgából lépnek felszínre (Lovrity, Bodor, 2014).



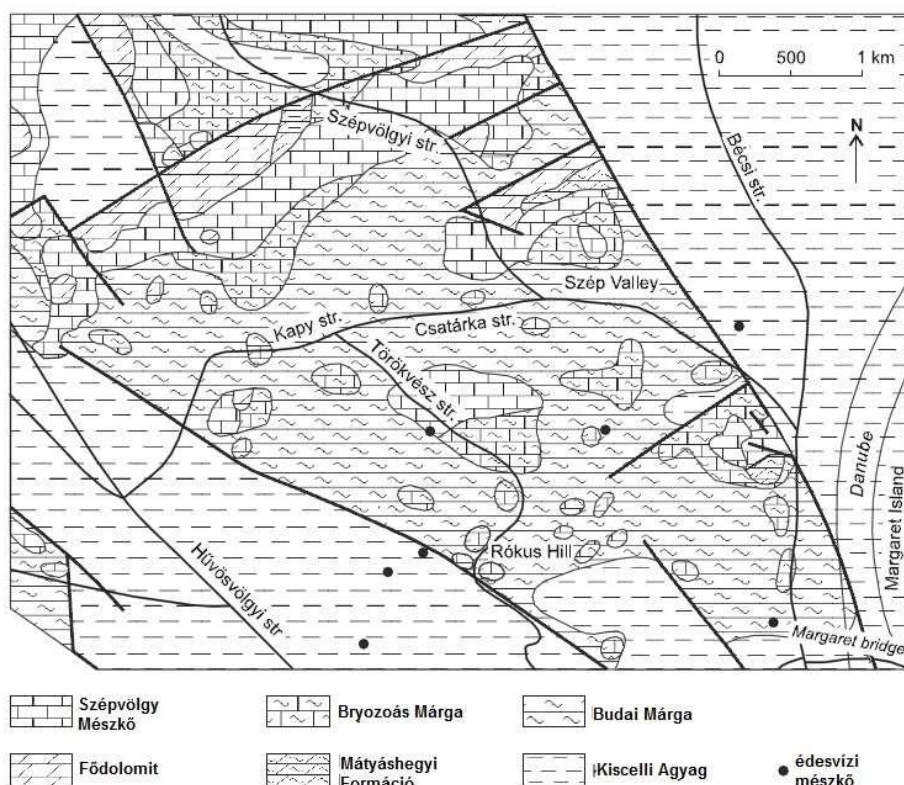
3. ábra: A József-hegy elvi rétegsora (Leél-Össy, 1997)

Az ÉÉK-DDNy-i csapású Budai-vonal határozta meg ezt követően a terület földtani fejlődését, melytől nyugatra kiemelkedés és lepusztulás zajlott az oligocénben (Fodor et al., 1994). Ettől keletre folyamatos átmenettel fejlődött ki az anoxikus körülmények között képződött Tardi Agyag (Wein, 1977). A Budai-hegység keleti-délkeleti részén folyamatos üledékképződés mellett az oligocén rétegek fácies-diszkordanciával, az északi és nyugati területein diszkordánsan, üledékhézaggal települnek a triász vagy eocén rétegekre (Lovrity, Bodor, 2014).

Tari et al. (1993) nyomán a késő kiscelliben a transzgresszió átcsapott a Budai-vonalon: tőle keletre mélyvízi környezetben a Kiscelli Agyag, attól nyugatra a sekélytengeri Hárshgyi Homokkő rakódott le (Nagymarosy és Báldiné, 1988). A Kiscelli Agyagból fokozatos átmenettel fejlődött ki a Törökbálinti Formáció (Lovrity, Bodor, 2014).

A kora miocénben a hegység szigetként, a szarmatától kezdve félszigetként emelkedett ki a tengerből (Wein, 1977). Ezt az időszakot egy ÉNy-DK-i irányú kompresszió és egy erre merőleges irányú extenziós feszültségtér jellemzi. Ennek hatására KÉK-NyDNy –i csapású vetőzóna alakult ki (Fodor et al., 1991). Ezt követően É-D-i csapású normálvetők keletkeztek a középső miocén és a kvarter időszakokra jellemző NyÉNy-DDK-i extenzió hatására (Leél-Össy, 1995). A felső pannóniában kvarckavics, homokkőpados homokrétegek, továbbá váltakozva finomhomokos szürke agyag és világosszürke agyag képződött. A rögvonulatok ebben az időszakban szárazulaton voltak (Wein, 1977). A felső pannóniai végére a Duna vált a fő erózióbázissá. A miocénben szárazulattá vált Budai-hegység területén a szakaszos kiemelkedés hatására a karsztvízszint gyors süllyedésnek indult, a források az aktuális erózióbázis szintjén csapolódtak meg, lépést tartva annak változásával (Nádor és Kraus in Hazslinszky et al., 1993, Lovrity, Bodor, 2014).

A felszínre bukkanó források az erózióbázis különböző szintjeihez igazodva édesvízi mészkövet raktak le, melyek az emelkedés során különböző magasságokba kerültek. A pleisztocént és a holocént az előbb említett travertínó, eolikus lösz, illetve Duna üledékek képviselik (Wein, 1977). A Rózsadomb területének földtani térképe a 4. ábrán látható (Lovrity, Bodor, 2014).



4. ábra: A Rózsadomb földtani térképe (Wein, 1977 után szerkesztette Leél-Össy, 2003)

2.3. Hidrogeológiai viszonyok

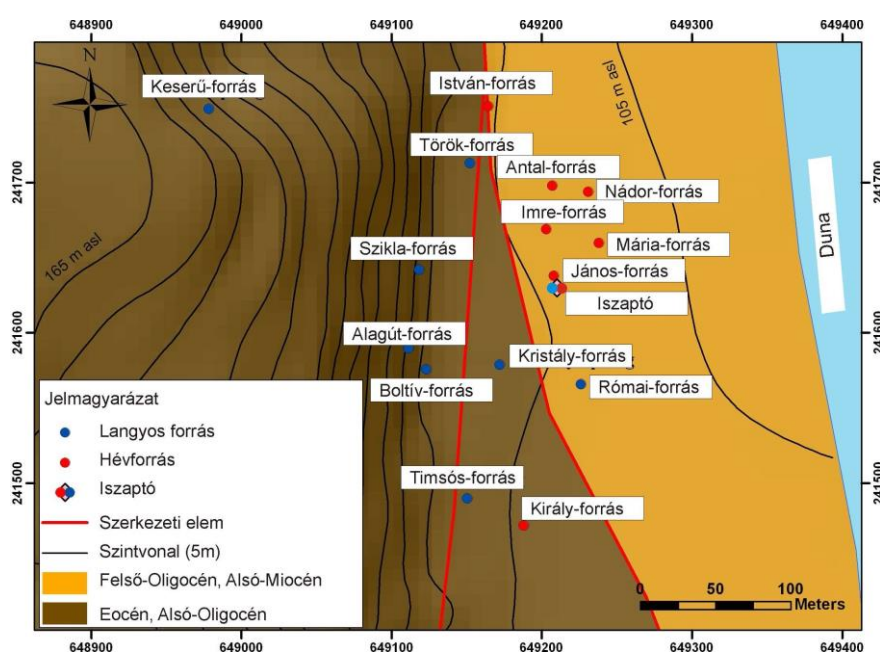
A Budai Termálkarszt Európa egyik legnagyobb, ma is aktív termálkarsztos rendszere, egyben a Dunántúli-középhegység fő karsztvíztárolójának része. A középhegység egész területén megtalálható néhány kilométer vastagságú mezozoos karbonátos rétegsor biztosítja a litológiai folytonosságot, ezáltal a hidrodinamikai kapcsolatot a termálkarszt és a középhegység többi része között (Mádlné Szőnyi 1996).

Ezen karbonátos vízvezető egység egyik regionális megcsapolódási területe a Budai Termálkarszt, mely egy kiemelt karbonátos egység és üledékes medence határán kifejlődött hipogén karsztrendszer (Erőss 2010; Mádlné Szőnyi és Erőss 2013).

A középhegység területén a gravitáció vezérelte áramlási rendszerek alakultak ki (Alföldi 1979, 1982). A felszínről való beszivárgási terület pontosan nem lehatárolható (Alföldi et al., 1968). Egyes kutatások szerint a karsztos beszivárgási terület a Dunántúli-középhegységnek mintegy 15%-a (Lorberer 1986).

A karsztrendszer erózióbázisa a Duna, a megcsapolódás a folyó jobb partján lévő keskeny, tektonizált övben történik. A források forráscsoportokban jelennek meg az úgynevezett Budai-forrásvonal mentén. Hőmérséklet alapján három megcsapolódási terület különíthető el: az északi, ahol csak langyos források, a Rózsadomb és környéke (5. ábra), ahol langyos és hévforrások, valamint a Gellért-hegy és környezete, ahol csak hévforrások fakadnak (Alföldi et al. 1968).

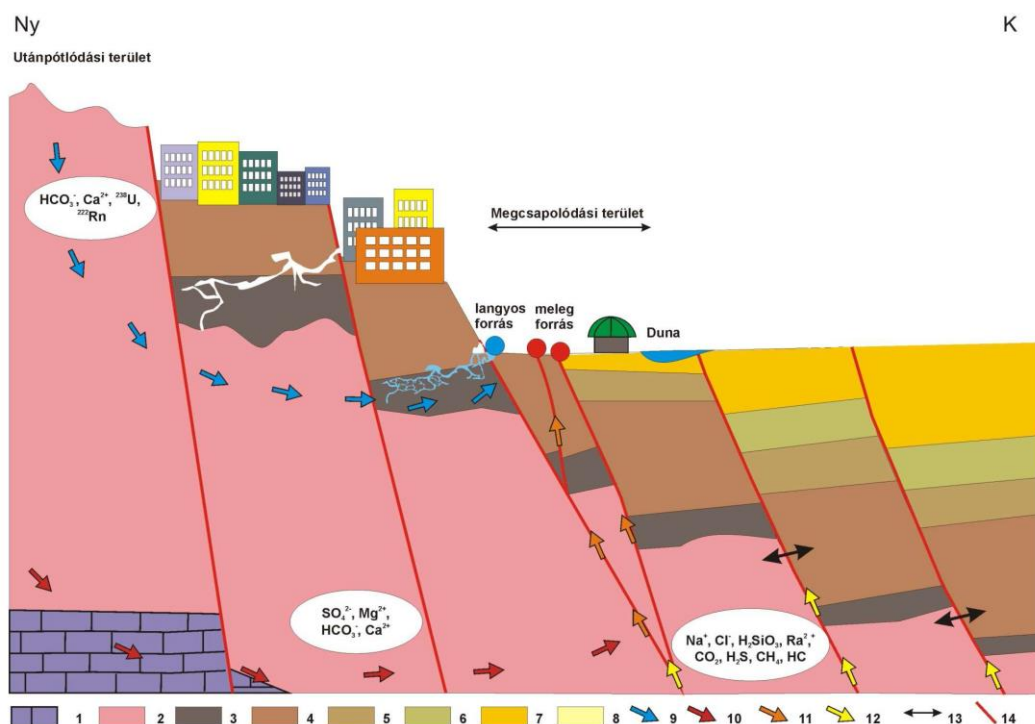
A területen üzemelő kutak jelentősen befolyásolják a természetes hidrogeológiai állapotot (Takács 2009).



5. ábra: A rózsadombi megcsapolódási terület egykori forrásai (Lieb 2004; Eröss 2010; forrás: Bodor 2014)

A természetes állapotok idején a Rózsadomb előterében a Dunához közelebb hévforrások ($>36,7^{\circ}\text{C}$) fakadtak, melyek magas oldottanyag-tartalommal (800-1350 mg/l) jellemezhetőek, míg a hegy lábához közelebb langyos források ($20-36,7^{\circ}\text{C}$) voltak alacsonyabb oldott anyag-tartalommal (770-980 mg/l). A két csoport között feltételezhetően egy É-D csapású vető húzódik (Eröss et al. 2008). A hévforrások regionális áramlási rendszerek megcsapolódási jelenségei, míg a langyos források esetében egy hideg vizes komponens jelenléte feltételezhető, mely lokális/intermedier áramlási rendszerből származik. Ennek utánpótlódási területét a Budai-hegység és a Pilis fedetlen karbonátos kőzetei jelenthetik. Ezen

két komponenshez hidrogeokémiai vizsgálatok alapján medenceeredetű fluidumok hozzáadódása is valószínűsíthető (Erőss2010; Erőss et al. 2012a) (6. ábra).



6. ábra: A rózsadombi megcsapolódási terület koncepcionális modellje (Erőss 2010)

1. perm – alsó-triász evaporitos karbonátok; 2. triász karbonátok; 3. Szépvölgyi Mészkő; 4. Budai Márga; 5. Tardi Aggyag; 6. Kiscelli Aggyag; 7. miocén képződmények; 8. kvarter üledékek; 9. lokális – intermedier áramlási rendszerek; 10. regionális áramlási rendszer; 11. regionális medence eredetű fluidumok; 12. medence eredetű fluidumok; 13. komplex víz – kőzet kölcsönhatás; 14. szerkezeti elemek (Forrás: Bodor 2014)

Különböző eredetű és összetételű fluidumok keveredését bizonyítja az is, hogy a rózsadombi barlangok képződése keveredési korrózióhoz köthető (pl.: Takácsné Bolner és Kraus 1989; Leél-Össy 1995; Erőss et al. 2012b; Máldné Szőnyi és Erőss 2013; Bodor 2014).

2.4. A Molnár János-barlang keletkezése

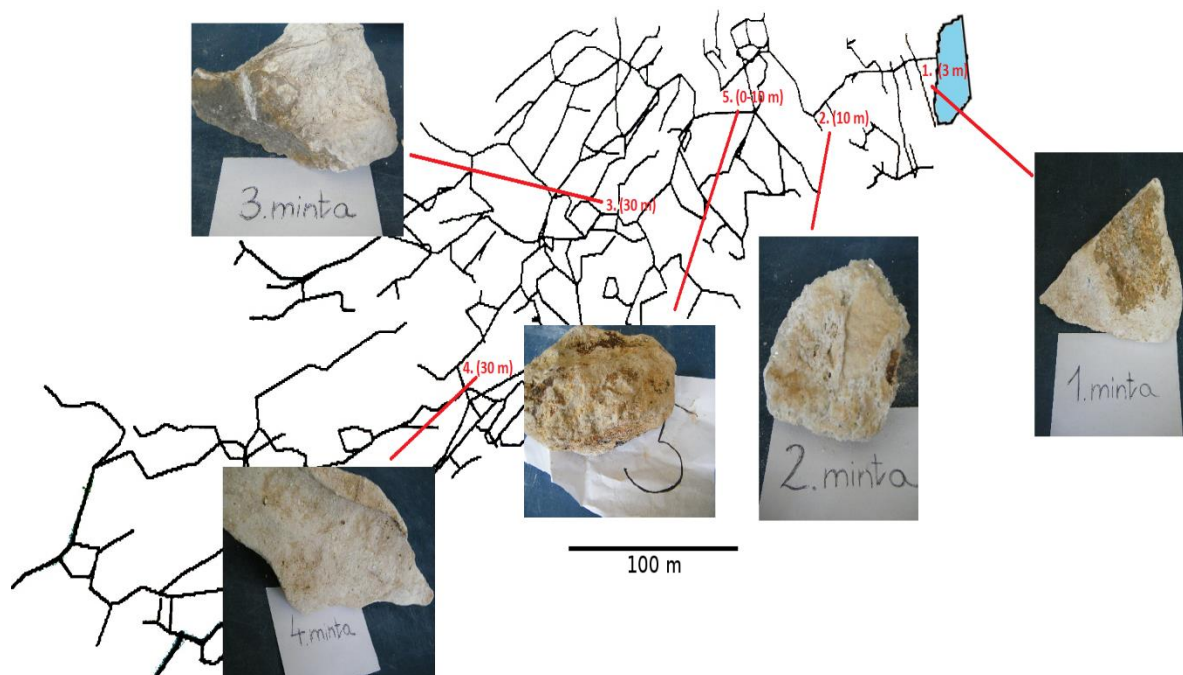
A Rózsadomb ma már közel 50 km-es hosszban ismert barlangrendszerei közül a Molnár János-barlang az egyetlen, amelyik a karsztvíz szintje alatt húzódik, így járatai szinte teljes egészében langyos termálvízzel kitöltöttek. Kialakulását az eocén Szépvölgyi Mészkőben és Budai Márgában a lokális és intermedier vízáramlási rendszerek keveredésekor fellépő keveredési korróziónak köszönheti, járatait a tektonikai irányok jelentős mértékben

preformáltak. Korát alig néhány tízezer évre becsülhetjük. A barlang jelenleg is a korróziós szakaszban tartózkodó, fejlődő, oldódó járatrendszer, amelyikben még nincsenek karbonátos kiválások (Leél-Össy et al. 2011).

A járatok teljes ma ismert hossza több mint 7 km. Az egyetlen „szárazon” megközelíthető levegős terem a Kessler-terem, melyet egy körülbelül 300 méter hosszú mesterséges táró köt össze a felszínnel.

2.5. Mintavételi helyek

A Molnár János-barlangban tudtommal még nem volt arra példa, hogy kőzetfizikai vizsgálatokat végeztek volna az ott található kőzeteken. Ez annak is köszönhető, hogy a barlang járatai vízzel telítettek és ahhoz, hogy mintát tudjunk venni, szükség van barlangi búvárokra. Ebből következik, hogy az összes minta víz alatti részről származott (7. ábra).



7. ábra: Barlang járatainak vázlatos rajza a mintavételi helyekkel, illetve egy-egy kép a mintákról

Az 1-es mintavételi hely a Malom-tó felőli bejáratnál található. Innen volt a legkönnyebb a bűvároknak mintát hozni, mivel sekély a tó vize (mindössze 3 méter körüli) és nem is kellett messzire vinniük a kőzeteket.

A 2-es mintavételi hely a Malom-tavat a Kessler-teremmel összekötő járaton nagyjából félúton található. Viszonylag kis mélységben húzódik (körülbelül 10 méter), de a járat szűkossége miatt nem volt egyszerű a megközelíthetősége.

A 3-as mintavételi hely a Kessler-teremtől nem túl messze van. Itt már nagyobb mélységből tudtak a bűvárok kőzetdarabokat felhozni, körülbelül 30 méter mélyről.

A 4-es mintavételi hely volt legbelül a barlangrendszerben. A bűvároknak innen volt a legnehezebb felhozni a mintát, nemcsak amiatt, hogy viszonylag messze is van a mintavételi hely a bejárat részről, de mélyen is fekszik (körülbelül 30 méter).

Az 5-ös mintavételi hely a Kessler-terem alja. Az innen kapott kőzetdarabokból sajnos nem tudtam próbatestet kinyerni, mivel a fűrés közben a minta szétesett az összes alkalommal, pedig a bűvároknak innen is könnyű volt a mintát felhozni.

2.7. Minták bemutatása

A négy mintavételi alkalommal kapott kőzetanyagok mintavételi helyenként ránézésre többé-kevésbé megegyeztek. Az összes víz alatti minta volt és már fogásra is érzékelhető volt az, hogy a szilárdságuk nem túl nagy. Kézzel le tudtam törni belőlük darabokat, illetve az egyik alkalommal úgy különböztették meg a mintákat, hogy tollal belekarcolták a mintavételi hely sorszámát.

Az első mintavételi alkalommal kapott kőzetek közül mindből tudtam próbatestet nyerni, sajnos az 1-es és 2-es helyekről csak egy, illetve két darabot. Ez köszönhető a minták kisebb méretének, illetve a kicsi szilárdságuknak is. A második alkalommal már nagyobb kőzetdarabokat sikerült felhozniuk a bűvároknak, ennek köszönhetően jóval több próbatestet sikerült kifűrni, mint az első alkalommal, de még mindig nem volt elegendő minta ahhoz, hogy bármilyen következtetést lehessen levonni az esetleges vizsgálatokból. A harmadik merülés során a barlangi bűvárok már nem csak az addigi négy helyről, hanem még egy ötödik helyről

is hoztak mintát (5-ös mintavételi hely: Kessler-terem alja). Sajnos az új helyről kapott kőzetanyag a fúrás közben annyira szétmállott, hogy értékelhető próbatestet nem tudtam belőle kinyerni. Ebben a mintacsoportban három kőzetdarabon is megfigyelhető volt egy feketés réteg (8. ábra). Utána olvasva a szakirodalomban (Leél-Őssy, Bergmann, Bognár, 2011) arra jutottam, hogy valószínűleg ez egy leheletvékony, mangánoxidos réteg, amelyhez ha hozzáértem könnyen le tudtam szedni.



8. ábra: 2-es mintavételi helyről hozott két minta (jobb oldali mangánoxidos bevonatú)

3. Laboratóriumi vizsgálatok

A helyszínről kapott kőzettömbökből az Építőanyagok és Mérnökgeológiai Tanszék Anyagvizsgáló Laboratóriumában fúrtam a mintákat az egyirányú nyomóvizsgálathoz és a közvetett húzószilárdság-vizsgálathoz. Az általam alkalmazott névleges átmérő 30 és 50 mm volt. Először a 30 mm-es átmérővel kezdtem dolgozni, de egyes minták szerkezeti felépítése miatt nem tudtam kifűrti a mintákat és szükség volt a nagyobb átmérőre ahhoz, hogy sikeres legyen a próbatest kinyerés. A vizsgálatokat légszáraz és telített mintákon is elvégeztem.



9. ábra: Próbatetek a méretre vágás előtt



10. ábra: Próbatetek méretre vágás után

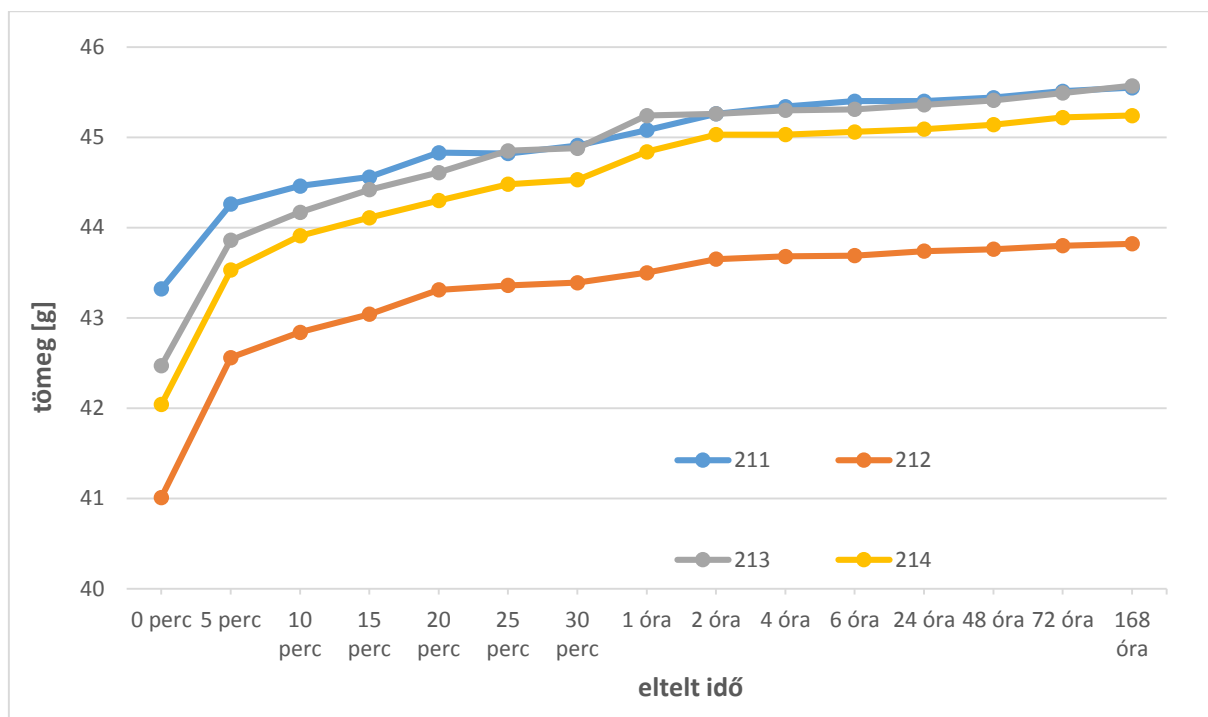
A vizsgálatok alapján elkészített összesítő táblázat:

1. táblázat: Kőzetfizikai vizsgálatok eredményei

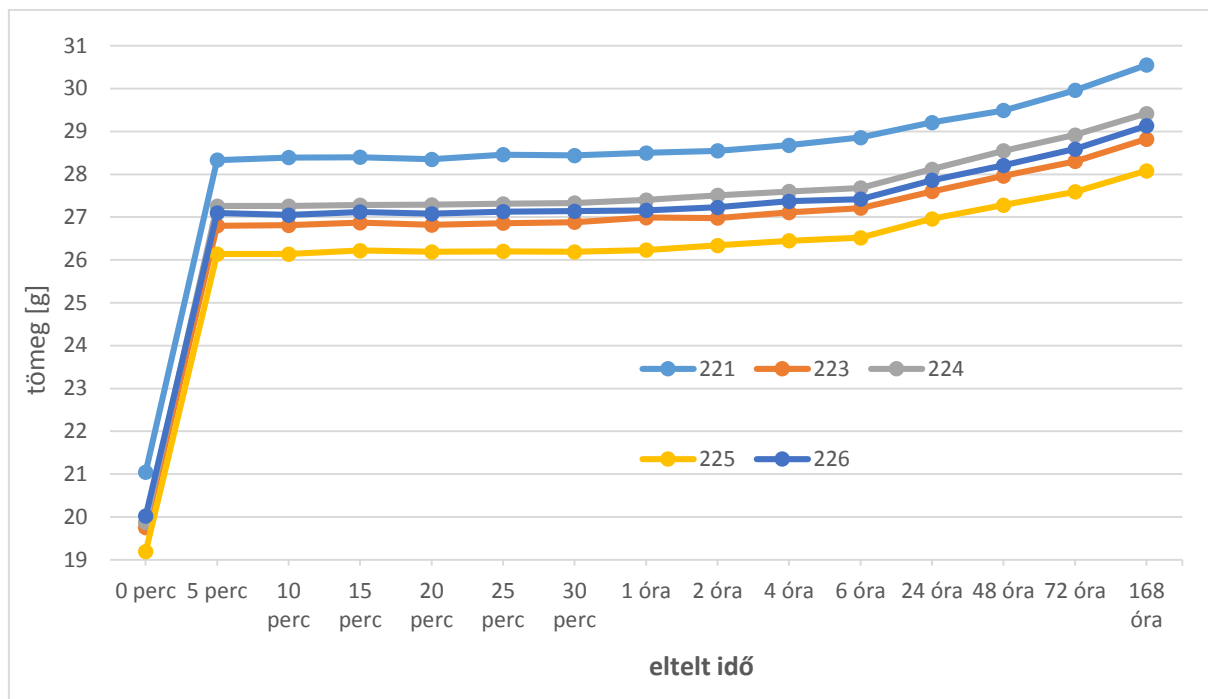
Kőzetfizikai jellemzők	1.	2.	3.	4.
testsűrűség [kg/m ³]	1670	1351	2615	2544
	2425	1743	2673	2601
ultrahang-hullám terjedési sebessége [km/s]	3,13	-	-	-
	1,803	1,595	3,08	3,71
egyirányú nyomószilárdság [Mpa]	0,594	-	-	-
	6,705	1,734	23,489	27,69
húzószilárdság [Mpa]	4,04	-	-	-
Az álló számok a légszáraz állapotot, míg a döltek a telítettet mutatják.				

3.1. Testsűrűség és víztelítés

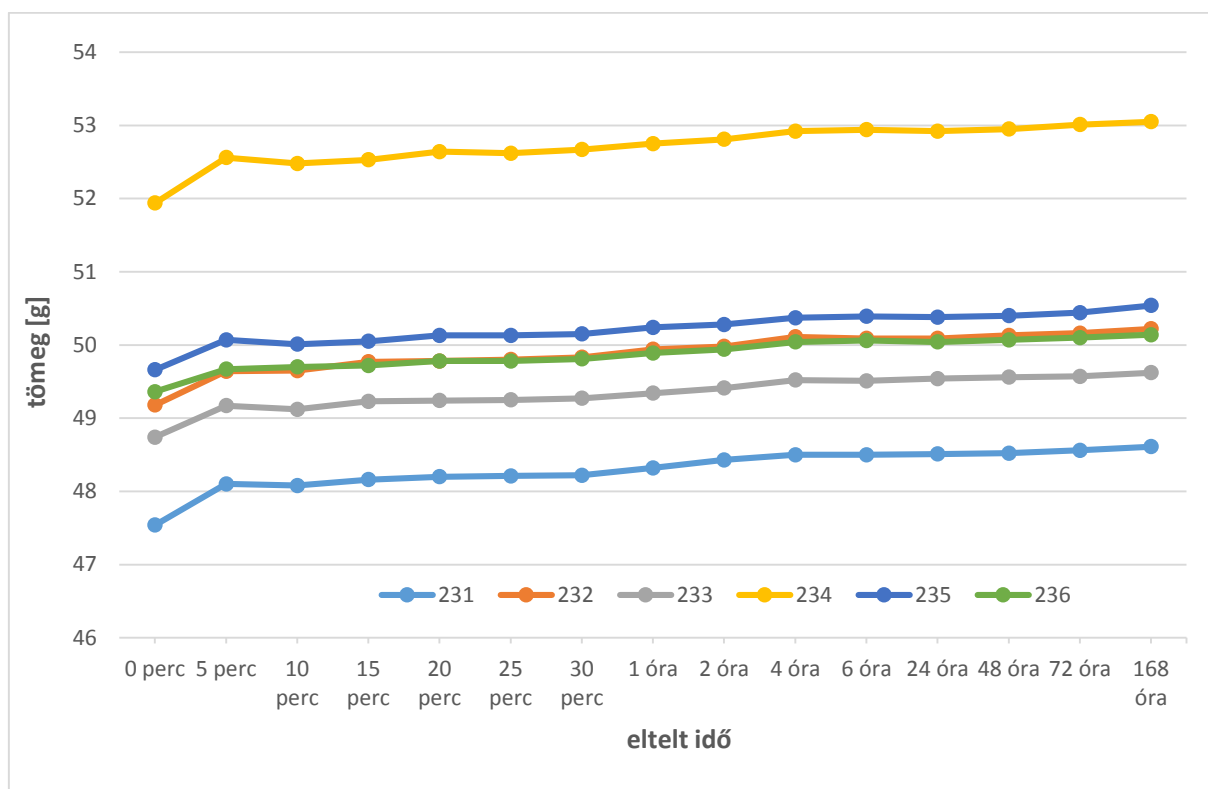
A próbatestek geometriai méreteinek és tömegének ismeretében kiszámoltam azok testsűrűségét légszáraz, illetve a telített állapotban is. Az első és második körben kapott összes mintát telítettem. A harmadik alkalommal kapott minták felénél kapilláris vízfelvételt alkalmaztam, a többivel légszáraz állapotban készítettem a vizsgálatokat. A negyedik mintacsoportot pedig csak légszáraz állapotában vettem alá a vizsgálódásnak.



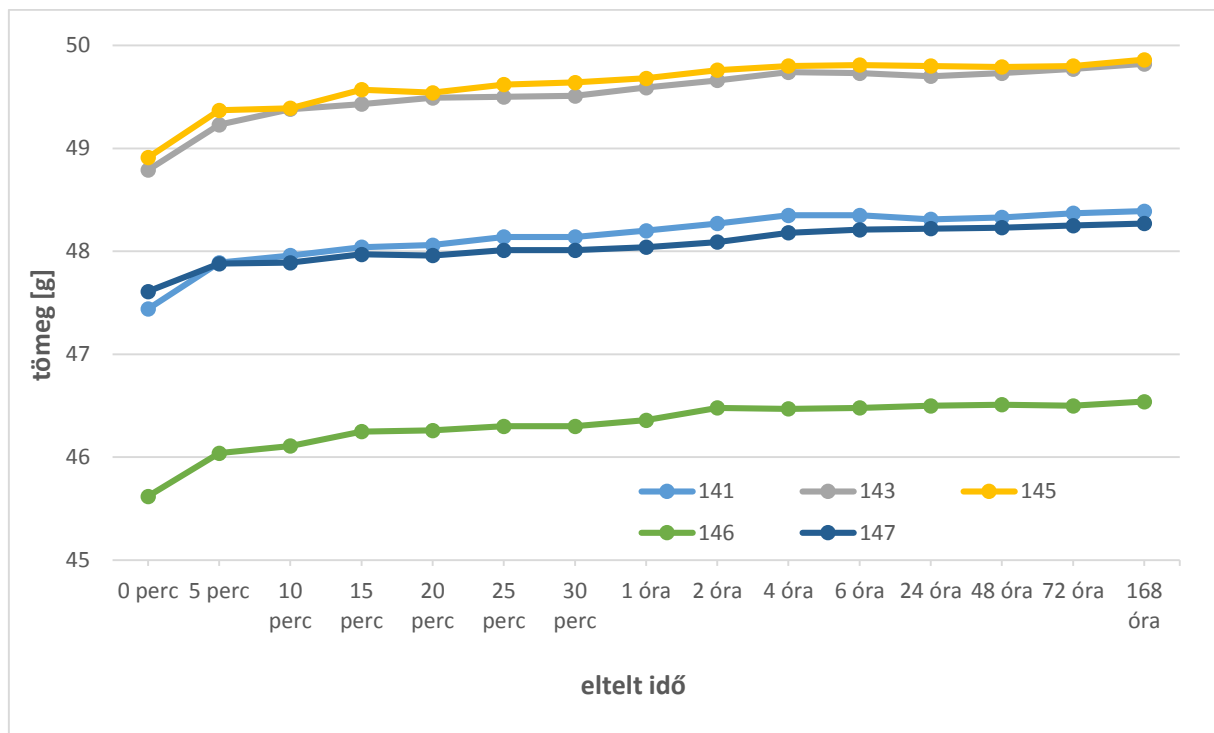
1. diagram: Víztelítés vizsgálat, 1-es mintavételi hely



2. diagram: Víztelítési vizsgálat, 2-es mintavételi hely



3. diagram: Víztelítési vizsgálat, 3-as mintavételi hely



4. diagram: Víztelítési vizsgálat, 4-es mintavételi hely

Látható, hogy az 1-es és 2-es mintavételi helyről származó minták porózusabbak, mint a 3-as és 4-es, mivel a teljesen felvett vízmennyiség nagyobb részét már telítés első felében felvették. Egy-két helyen látszik a diagramokon, hogy van kisebb tömegvisszaesés, ennek az oka, hogy a vízben áztatás hatására a próbatestekről apróbb darabok leestek.

A telítés elvégzése után a mért tömegekből kiszámítottam a minták vízfelvételét tömegszázalékban:

$$n^{tömeg\%} = \frac{m_s - m}{m} \times 100$$

A minta vízfelvétele térfogatszázalékban:

$$n^{térfogat\%} = \frac{V_v}{V} = n^{tömeg\%} \cdot \frac{\rho_t}{\rho_v}$$

ahol m_s a telített tömeg,

m a légszáraz tömeg,

V_v a felvett víz térfogata,
 V a minta térfogata,
 ρ_t a légszáraz minta térfogata,
 ρ_v a víz sűrűsége.

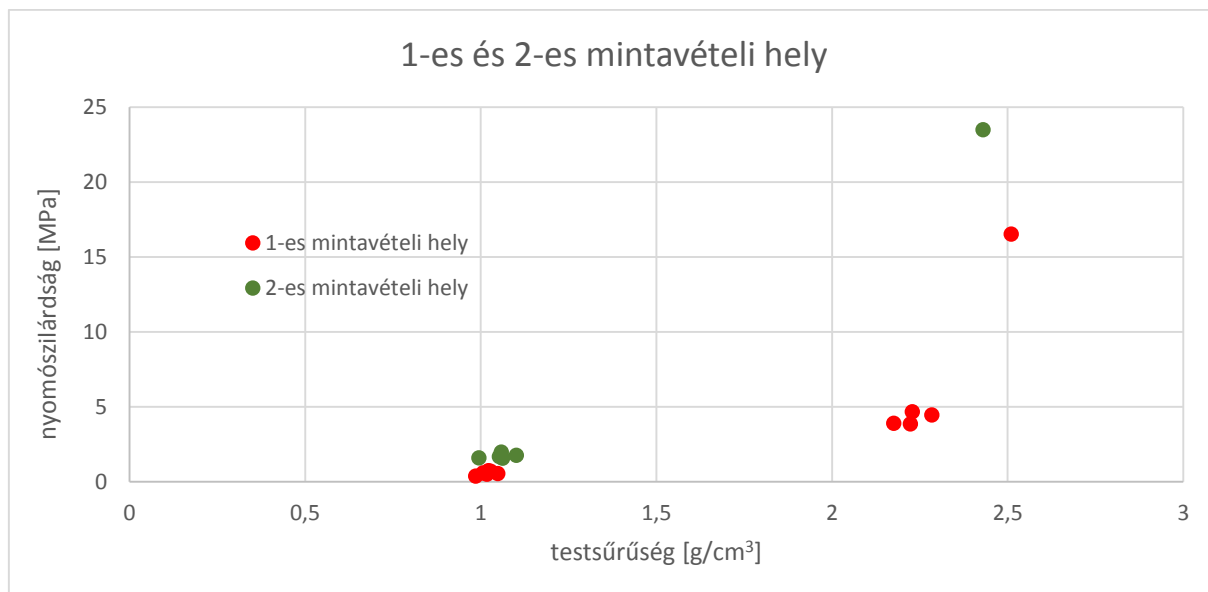
A látszólagos porozitás számolása:

$$p_{\text{látszólagos}} = \frac{n^{\text{térfogat\%}}}{100}$$

A 3-as és 4-es mintavételi helyről származó, kicsit tömöttebb közet vízfelvétele átlagosan 2-3 tömegszázalékosra (5-10 térfogatszázalék) adódott. Ezzel ellentétben az 1-es és 2-es mintavételi helyről hozott, porózusabb közetek vízfelvétele nagyobb szórást mutat, de nagyobb mértékű (maximális érték: 48 tömegszázalék és 50 térfogatszázalék).

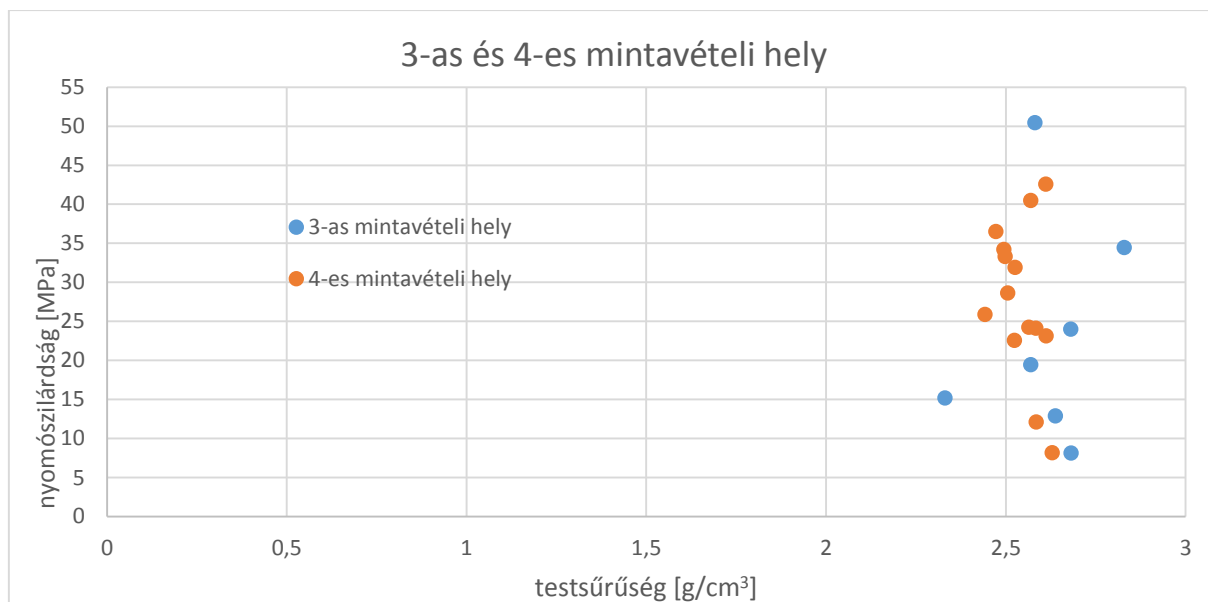
3.2. Egyirányú nyomószilárdság-vizsgálatok

A tömbökből kinyert 45 próbatest közül 39-en végeztem nyomószilárdsági vizsgálatot, a többin brazil-vizsgálatot (ezt még később részletezem). Ezt a vizsgálatot főleg telített próbatesteken végeztem, mindössze három darab volt, amit légszárazon, három pedig kapilláris vízfelvétel utáni állapotban került a vizsgáló készülékbe. A vizsgálat során elmaradt az elmozdulás mérés, ezt a műszert nem csatlakoztattuk a nyomógéphez, így nem tudtam rugalmassági modulust számolni, ezt a jövőben érdemes lenne majd pótolni.



5. diagram: Porózusabb minták testsűrűség-nyomószilárdság diagramja

Látható, hogy a két mintavételi helyen található közet hasonló, közel azonos a testsűrűsége és a hozzá tartozó nyomószilárdság értéke is. Már a próbatestek szemrevételezésénél lehetett sejteni, hogy ezek a minták nem fognak túl nagy szilárdságot mutatni, a relatíve sok, apró lyuk miatt, amelyek csökkentik a közet anyagsűrűségét. Az esetleges eltérések a különböző feltárási mélységből adódhatnak.



6. diagram: Tömörebb minták testsűrűség-nyomószilárdság diagramja

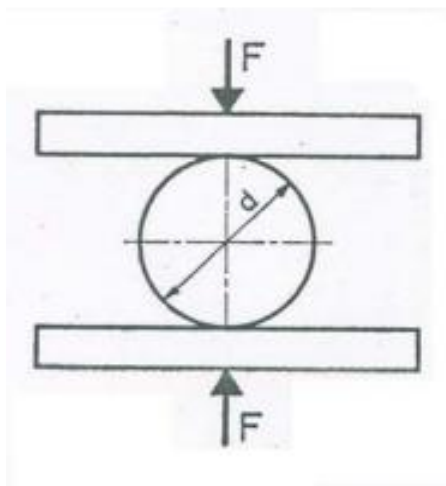
Ennél a két mintánál teljes a hasonlóság, köszönhető ez az azonos feltárási mélységnek is. Látható, hogy ezek már tömörebb kőzetek ebből adódóan mind a testsűrűség, mind a nyomószilárdság értékek nagyobbak, mint az 1-es és 2-es mintavételi helyeknél.



11. ábra: Próbatetek a nyomószilárdság-vizsgálat után

3.3. Közvetett húzóvizsgálat

A próbatetek húzószilárdságát az ún. brazil-vizsgálat segítségével határoztuk meg. Itt 6 minta állt a rendelkezésemre az 1-es mintavételi helyről, melyeket légszáraz állapotban vizsgáltam.



12. ábra: Próbatest helyzete a nyomólapok között a közvetett húzóvizsgálat közben (Gálos, Vásárhelyi, 2006)



13. ábra: Próbatesszt a törés utáni pillanatban, illetve egy minta törési felülete

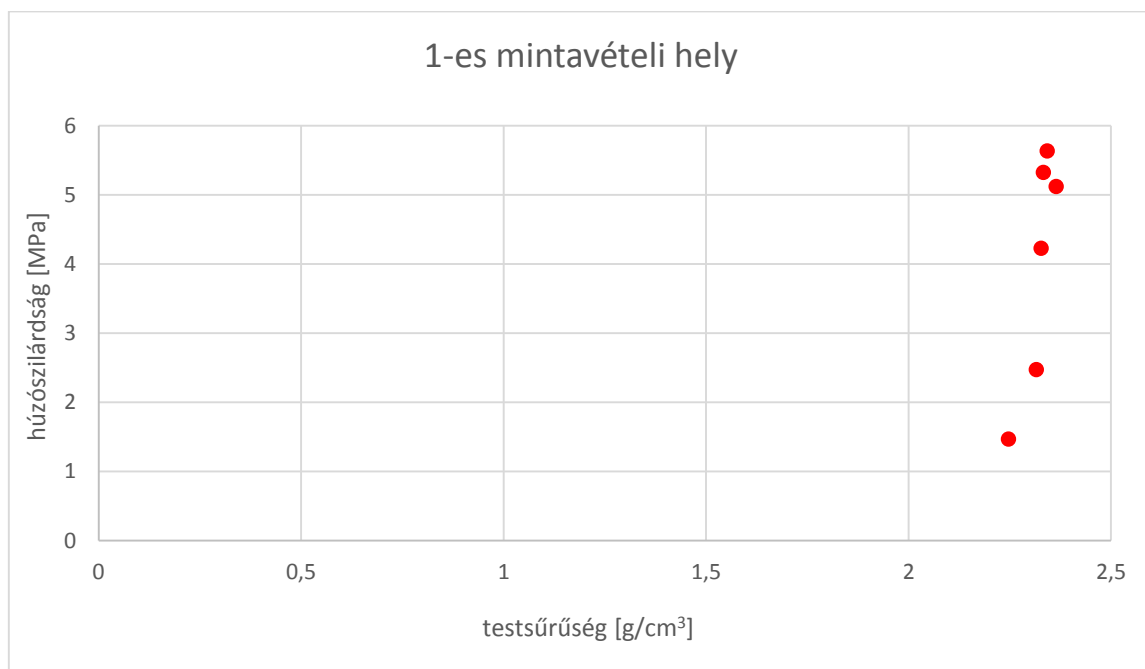
A húzószilárdság meghatározása:

$$\sigma_t = \frac{2}{\pi} * \frac{F_t}{d * h}$$

ahol F_t törőerő

d próbatesszt átmérője

h próbatesszt magassága



7. diagram: Közvetett húzószilárdsági diagram a testsűrűség függvényében

4. A PHARE 134/2-es projektjének L-VII-es fúrása

A PHARE 134/2-es projekt keretein belül komplex földtani vizsgálatokat és fúrásokat végeztek a Rózsadomb térségében 1990-es évek elején. Ezen vizsgálati sorozaton belül volt egy fúrási pont a Lukács-fürdő mellett (ez az L-VII-es fúrási pont).

A fúrás célja a mélyfúrású kutak nagyobb mélységi megismerése volt, mivel addig csak 160 méterig jutottak maximum. A fúrás végig magfúrással, gyors mintavevővel történt, környezetvédelmi szempontok miatt pedig öblítővízként a tiszta, közműves vízellátási vizet használták. A fúrás jelentős eredménye volt a 250 méteres mélység elérése a kavernás (üreges, barlangos) közeg ellenére. Bonyolult áramlási- és üreg-rendszert sikerült feltárniuk (PHARE, 1993).

4.1. PHARE fúrás eredményei

2. táblázat: PHARE L-VII fúrás eredményei

	Kőzetlisztes agyagmárga	Kőzetlisztes, meszes márga	Kőzetlisztes, agyagos mészkő
mélység [m]	15,5-34,5	34,5-54,9	73,9-91,9
testsűrűség [kg/m ³]	2343	2436	2409
	2479	2529	2492
ultrahang-hullám terjedési sebessége [km/s]	2,552	4,312	4,293
	2,388	4,285	4,201
egyirányú nyomószilárdság [Mpa]	27,28	69,6	54,4
	13,23	47,7	38,6
húzószilárdság [Mpa]	2,89	5,24	6,73
	0,13	3,25	3,64
Az álló számok a légszáraz állapotot, míg a dőltek a telítettet mutatják.			

4.2. Összehasonlítás

4.2.1. Testsűrűség és vízfelvétel

Megfigyelhető, hogy az 1-es és 2-es mintavételi hely légszáraz testsűrűség értékei jelentősen alatta maradnak a többi Molnár János-barlangi, illetve PHARE projekt mintának. Ennek okát abban látom, hogy az erről a két mintavétel helyről kapott kőzet porózusabb szerkezetű, mint a többi.

A telítés után mért tömegek alapján kiszámított testsűrűségek az 1-es mintavételi helynél 145 %-ai a légszáraznak, a 2-esnél 129 %-ai, míg a 3-asnál és 4-esnél 102 %-ai. Az első két magasabb érték amiatt lehet, hogy azoknak nagyobb a porozitása, így a telítés során több vizet voltak képesek felvenni, mint a másik kettő, melyek tömöttebbek. Összehasonlítva ezeket a PHARE fúrások értékeivel (1.: 106 %, 2.: 104 %, 3.: 103 %) megállapíthatjuk, hogy a Molnár János-barlang 3-as és 4-es mintavételi helyeiről származó minták vízfelvételeihez hasonlóak.

Ezek alapján megállapítható, hogy a testsűrűség és a vízfelvétel alapján a Molnár János-barlangból kapott mintáim közül a 3-as és 4-es mintavételi helyről származók hasonlítanak legjobban a PHARE fúrás eredményeihez, bár kicsit meghaladják azokat. Ennek oka az lehet, hogy a PHARE fúrásnál talált kőzetek nem teljesen mészkövek (kőzetlisztes, agyagos, meszes, márgás), míg a Molnár János-barlangban vett minták tömöttebbek és inkább hasonlítanak a mészkőre.

4.2.2. Ultrahang-hullám terjedési sebessége

Az ultrahang-hullám terjedésének sebessége a vizsgált kőzetminta tömörségével van összefüggésben. Minél repedezettebb, porózusabb és inhomogénebb a minta, annál kisebb lesz az ultrahang-hullám terjedési sebessége. A Molnár János-barlangból főként csak víztelített mintát vizsgáltam ebből a szempontból, miközben a PHARE projektben légszáraz és telített minták ultrahang-hullám terjedési sebesség értékek is álltak a rendelkezésemre.

A Molnár János-barlang 1-es és 2-es mintavételi helyéről származó minták értékei a már előbb említett okok miatt eltérnek a 3-as és 4-es helyről származóaktól, körülbelül csak a fele (1-es és 2-es: 1,5-1,8 km/s; 3-as és 4-es: 3,0-3,7 km/s). A PHARE projekt mintáinak az ultrahang-hullám terjedési sebessége a Molnár János-barlang mintáihoz képest kisebb is és nagyobb is. A PHARE kőzetlisztes agyagmárgájának értéke kisebb, mint a Molnár János-

barlang 3-as és 4-es mintahelyéről származók értéke, körülbelül a 70 %-a. Ezzel szemben a PHARE kőzetlisztes meszes márgájának és kőzetlisztes agyagos mészkövének értékei nagyobbak, a Molnár János-barlang 3-as és 4-es mintáinak 113-139%-a. Ennek oka az lehet, hogy a Molnár János barlangban a kőzetanyag mállásnak jobban kitett, amíg a PHARE fúrás ehhez hasonlított része nagyobb mélységből, valószínűleg egy kőzettömb közepéből származó, így közelebb állhat az eredeti kőzetállapothoz.

4.2.3. Egyirányú nyomószilárdság

A Molnár János-barlangból légszáraz mintát egyirányú nyomószilárdságra csak az 1-es mintavételi helyről vizsgáltam, de ennek az értéke annyira kilóg a többi közül, hogy nem tartom elfogadhatónak. A későbbiekben érdemes lenne újabb mintát venni mindenhol és légszáraz állapotban megvizsgálni őket ebből a szempontból.

Telített mintát azonban minden mintavételi helyről vizsgáltam a Molnár János-barlangból egyirányú nyomószilárdságra. Ebben az esetben is a PHARE fúrás értékei jóval nagyobbak, mint a Molnár János-barlang értékei. Az 1-es és 2-es mintavételi helyről származó mintáknál jóval kisebb értékeket kaptunk ennél a vizsgálatnál is, mint a PHARE projekt értékei (1-es és 2-es: 5,3-6,7 MPa, PHARE: 13-47 MPa). Ez a nagy különbség ismét visszavezethető a más környezeti kitételre (folyamatos víz fedettség), illetve a kőzetanyagok közötti különbségekre. A PHARE fúrások közül legkisebb mélységből vett minta értékei a Molnár János-barlangbeli minták értékei között vannak, ennek oka a kisebb feltárási mélységnek és az összetételnek köszönhető. Pontosabb képet akkor tudnánk kapni, ha láthatnánk a PHARE projektben kifúrt mintákat és össze tudnánk vetni a Molnár János-barlangból vett mintákkal.

4.2.4. Húzószilárdság-vizsgálat

Húzószilárdság-vizsgálatot csak az 1-es mintavételi helyről kapott mintákon végeztem és csak légszáraz állapotban. A vizsgálat értékeinek átlaga a PHARE fúrások értékei közé esik. A legmélyebbről vett és valószínűleg legtömörebb PHARE projekt mintájának értékének körülbelül 60 %-a (1-es: 4,04 MPa, PHARE: 6,73). Ismét csak a már korábban említett okokra vezethető vissza az eltérés.

5. Kutatási eredmények alkalmazási lehetőségei

Ismereteim szerint először készült kőzetfizikai vizsgálatssorozat a Molnár János-barlang kőzetanyagáról. Az általam elvégzett vizsgálati eredmények hiánypótló értéket képviselnek mind mérnökgeológiai, mind pedig szivárgáshidraulikai szempontból. A későbbiekben fontos bemenő adatai lehetnek egy numerikus modellnek.

A barlangrendszer állékonyságának vizsgálatánál mérnökgeológiai szempontból elengedhetetlen a környezet kőzetfizikai paramétereinek, azon belül is testsűrűségnek és a szilárdságnak az ismerete. Jelentős eredményként értékelem azt is, hogy munkámban két különböző kőzetanyagot is sikerült vizsgálni, ennek köszönhetően pontosabb jellemzést lehet írni a kőzetkörnyezetről.

Szivárgáshidraulikai szempontból az elvégzett vizsgálatoknak a kőzet vízzárló-képességének és kettős porozitásának leírásában van jelentősége. A kettős porozitás elmélete (Barenblatt et al., 1960) a repedezett víztartókat nagyobb tárolási és gyengébb vízzárló-képességű porózus kőzetmátrix, és alacsonyabb tárolási képességű, de gyors vízzárlást lehetővé tevő repedéshálózat együtteseként írja le. E kétféle típusú porozitás játszik szerepet a kőzetanyagban kialakuló vízmozgás meghatározásában (Barenblatt et al., 1960).

Az elsődleges mátrixporozitás értékéről a víztelítési vizsgálatok adnak információt: az ebből számítható látszólagos porozitás a repedésmentes kőzet víztárolási és vízzárló-képességével kapcsolatos. A kőzettestek repedéseivel kapcsolatos információkat a szilárdságvizsgálat segítségével szerezhethetünk, így pedig következtetéseket tudunk levonni a tagoltságok jellemző felületére, érdekességére és kanyargósságára.

A megszerzett tudás felhasználható lenne egy olyan szivárgáshidraulikai modell készítésénél, ahol a repedéseket és járatokat a kőzettömbbe ágyazva képes modellezni (pl. SWMM, MODFLOW CFP, stb.) Egy ilyen modell elkészítéséhez a repedések, járatok falának érdekessége és alakja fontos modellparaméter, hiszen az itt áramló vízmozgás nem biztos, hogy lamináris, ezért a csőhidraulikai összefüggések jobban jellemzik az áramlást, mint a hagyományos szivárgáshidraulikai összefüggések. Mindezek mellett a kőzetfizikai eredmények hasznosíthatóak a repedések és a kőzetmátrix közötti vízcsere jellemzésére.

6. Irodalomjegyzék

1. Csordás Julianna, Pataki Lili: Elfolyó kilowattok! A rózsadombi Boltív-forrás langyos vizének vizsgálata és felhasználhatósága (TDK dolgozat, Budapest, 2012.)
2. Lovrity Vencel, Bodor Petra: A Boltív-forrás vízhozamának és fizikai, kémiai paramétereinek változása a csapadékesemények és a Duna vízállás függvényében. Értékelés archív adatok és recens mérések alapján (TDK dolgozat, Budapest, 2014.)
3. Gálos – Vásárhelyi: Közestestek osztályozása az építőmérnöki gyakorlatban (A Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Építőmérnöki Kar Építőanyagok és Mérnökgeológia Tanszék kiadványa, 2006.)
4. Mádlné Szőnyi, J. (1996): Vízartó rendszerek sérülékenységi vizsgálata. Elméleti háttér és gyakorlat. – *Egyetemi doktori disszertáció*, ELTE TTK Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, 1-138.
5. Erőss A. (2010): Characterization of fluids and evaluation of their effects on karst development at the Rózsadomb and Gellért Hill, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Doktori disszertáció*, ELTE, 171p.
6. Mádl-Szőnyi J. and Erőss A. (2013): Effects of regional groundwater flow on deep carbonate systems focusing on discharge zones. – *Proceedings of the International Symposium on Regional Groundwater Flow: Theory, Applications and Future development. 21-23 June Xi'an, China. China Geological Survey, Commission of Regional Groundwater Flow, IAH*, pp. 71-75.
7. Alföldi L. (1979): Budapesti hévizek. – *VITUKI Közlemények* 20, pp. 1-102.
8. Alföldi L. (1982): A layered thermal-water twin flow system. – *Journal of Hydrology* 56, pp. 99-105.
9. Alföldi L., Béteky L., Böcker T., Horváth J., Kessler H., Korim K., Oravetz J., Szalotai G. (1968): Budapesti hévizei. – *A Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet kiadványa*, Budapest, 365p.

10. Takács J. (2009): A Budai Termálkarszt vizeinek jellemzése adatelemző módszerek felhasználásával. - *Tudományos Diákköri Dolgozat*, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
11. Lorberer Á. (1986): A Dunántúli-középhegység karsztvízföldtani és vízgazdálkodási helyzetfelmérése és döntéselőkészítő értékelése I. - *Összefoglaló Jelentés (TSZ.: 7611/1/62)*, Budapest, VITUKI, 130p.
12. Lieb I.(2004): A Lukács fürdő bemutatása. Földtani és hidrogeológiai viszonyai, történetének felkutatása és forrásainak retrospektív vizsgálata. – *Szakedolgozat*, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, pp. 1-41.
13. Erőss A, Mádl-Szőnyi J, Csoma É.A (2012a): Hypogenic karst development in a hydrogeological context, Buda Thermal Karst, Budapest, Hungary. – IN: Maloszewski, P., Witczak, S., Malina, G. (EDS.): Groundwater Quality Sustainability, *IAH Selected Papers on Hydrogeology 17*, London, CRC Press - Taylor and Frances Group, pp. 119-133.
14. Erőss A., Mádl-Szőnyi J., Csoma É. A. (2008): Characteristics of discharge at Rose and Gellért Hills, Budapest, Hungary. – *Central European Geology* 51(3), pp. 267-281.
15. Takácsné Bolner, K., Kraus, S. (1989): A melegvizes eredetű barlangok kutatásának eredményei. – *Karszt és Barlang*, 1989, pp. 61-66.
16. Leél-Össy Sz. (1995): A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. – *Földtani Közöny* 125/3-4, pp. 363-432.
17. Erőss A., Mádl-Szőnyi J., Surbeck H., Horváth Á., Goldscheider N., Csoma A.É., (2012b): Radionuclides as natural tracers for the characterization of fluids in regional discharge areas, Buda Thermal Karst, Hungary. – *Journal of Hydrology* 426-427, pp. 124-137.
18. Leél-Össy Sz., Bergmann Cs., Bognár Cs. (2011): A budapesti Molnár János-barlang termálvizének veszélyeztetettsége - A Miskolci Egyetem Közleménye, A sorozat, Bányászat, 81. kötet, pp 91

19. Bodor P. (2014): A rózsadombi megcsapolódási terület felszín alatti vizeiben bekövetkező időbeli változások vizsgálata – geológus Msc diplomamunka, ELTE