

**ÉDESVÍZI MÉSzkÖVEK VIZSGÁLATA A KÁRPÁT-MEDENCÉBŐL:
PALEOKLIMATOLÓGIAI ÉS SZEDIMENTOLÓGIAI ELEMZÉSEK**

KELE SÁNDOR

Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar
Földtudományi Doktori Iskola
Földtan-Geofizika Doktori Program

Doktori Iskola vezetője: Dr. Monostori Miklós D.Sc., egyetemi tanár
Doktori Program vezetője: Dr. Monostori Miklós D.Sc., egyetemi tanár

Témavezető: Dr. Szabó Csaba, PhD, egyetemi docens
Konzulens: Dr. Demény Attila, az MTA doktora, igazgató

Magyar Tudományos Akadémia
Geokémiai Kutatóintézet

TARTALOMJEGYZÉK

I. BEVEZETÉS	1
I. 1. Célkitűzések – Megválaszolendő kérdések	1
I. 2. A munka kezdetei és állomásai	2
II. ELMÉLETI HÁTTÉR	5
II. 1. Az édesvízi mészkövek definíciója	5
II. 2. Az édesvízi mészkövek képződése	6
II. 2.1. Izotópfractionáció az édesvízi mészkő képződése során	8
II. 3. Az édesvízi mészkövek osztályozása	9
II. 3.1. Geokémiai osztályozás	11
II. 3.2. Botanikai osztályozás	12
II. 3.3. Szedimentológiai osztályozás	13
II. 3.4. Geomorfológiai osztályozás	13
II. 4. Kutatástörténeti áttekintés	15
II. 5. Édesvízi mészkövek kormeghatározási módszerei	20
II. 5.1. Édesvízi mészkövek kormeghatározásainak hazai irodalma	20
II. 5.1.1. Geomorfológiai vizsgálatok	21
II. 5.1.2. Radiometrikus vizsgálatok	21
II. 5.1.3. Paleomágneses vizsgálatok	22
II. 5.1.4. Egyéb módszerek	23
II. 6. Az édesvízi mészkövek szedimentológiájának paleoklimatológiai jelentősége	23
II. 7. Az édesvízi mészkövek izotópos összetételének jelentősége	25
II. 8. Az édesvízi mészkövek fő- és nyomelem összetételének jelentősége	27
III. FÖLDTANI HÁTTÉR	28
III. 1. Egerszalók környékének földtani felépítése	28
III. 2. A Dunántúli középhegységi-egység földtani felépítése és fejlődéstörténete	29
III. 2.1. A Budai-hegység földtani felépítése	29
III. 2.1.1. A Budai-hegység édesvízi mészkövei	32
III. 2.2. A Gerecse földtani felépítése	33
III. 2.2.1. A Gerecse édesvízi mészkövei	36

III. 2.2.2. A tatai karszt felépítése, tektonikai viszonyai	39
IV. MINTAGYŰJTÉS ÉS VIZSGÁLATI MÓDSZEREK	42
IV. 1. Terepi megfigyelések és mintagyűjtés	42
IV. 2. Petrográfiai vizsgálatok	43
IV. 3. Ásványos összetételi vizsgálatok	43
IV. 4. Fő- és nyomelem geokémiai vizsgálatok	44
IV. 5. Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok	44
IV. 6. U/Th sorozatos kormeghatározások	44
V. EREDMÉNYEK	46
V. 1. A szedimentológiai vizsgálatok eredményei	46
V. 1.1. Az egerszalóki recens édesvízi mészkő szedimentológiai vizsgálata	46
V. 1.2. A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészköveinek szedimentológiai vizsgálata	48
V. 1.2.1. Budai-hegység	48
V.1.2.1.1. Pleisztocénnél idősebb édesvízi mészkövek a Budai-hegységből	48
V.1.2.1.2. Pleisztocén édesvízi mészkövek a Budai-hegységből	50
V.1.2.1.3. Holocén és recens édesvízi mészkövek és mészképző források Budapesten	55
V. 1.2.2. Gerecse	55
V.1.2.2.1. Keleti-Gerecse	55
V.1.2.2.2. Központi-Gerecse	57
V.1.2.2.3. Nyugati-Gerecse	59
V. 2. A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok eredményei	63
V. 2.1. Az egerszalóki termálvíz és recens édesvízi mészkő stabilizotópos összetétele	63
V. 2.2. A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészköveinek stabilizotópos összetétele	64
V. 2.3. Bükki és Mecsek-hegységi mésztufák, a kapolcsi édesvízi mészkő és a Tihanyi gejziritek stabilizotópos összetétele	65
V. 3. Az ásványos összetételi, fő- és nyomelem meghatározások eredményei	65

V.4. U/Th sorozatos kormeghatározások eredményei	66
V. 4.1. A Budai-hegység édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos koradatai	67
V. 4.2. A Gerecse édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos koradatai	68
VI. DISZKUSSIÓ	70
VI. 1. A recens Egerszalóki előfordulás vizsgálatából levont általános következtetések	70
VI. 1.1. Az Egerszalóki édesvízi mészkő geokémiai osztályozhatósága	70
VI. 1.2. A fácies típusok és a geokémiai adatok kapcsolata	70
VI. 1.3. A biogén karbonátképződés és hatása a mészkő stabilizotópos összetételére	73
VI. 1.4. Az édesvízi mészkövek kalcit / aragonit arányát meghatározó tényezők	75
VI. 1.5. Nem-egyensúlyi kalcit-víz frakcionáció a karbonátkiválás során	77
VI. 2. A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak öskörnyezeti rekonstrukciója	80
VI. 2.1. A Budai-hegység	81
VI. 2.1.1. Pleisztocénnél idősebb édesvízi mészkövek a Budai-hegységből	81
VI. 2.1.2. Pleisztocén édesvízi mészkövek a Budai-hegységből	82
VI. 2.2. Gerecse	89
VI. 2.2.1. Keleti-Gerecse	89
VI. 2.2.2. Központi-Gerecse	90
VI. 2.2.3. Nyugati-Gerecse	92
VI. 3. A teraszrendszer áttekintése az új U/Th koradatok ismeretében	98
VI. 3.1. A teraszrendszer kialakulása és irodalma	98
VI. 3.2. A teraszok kormeghatározási módszerei	99
VI. 3.3. A teraszszintek és az édesvízi mészkövek kapcsolata	100
VI. 3.4. Az új U/Th koradatok és a teraszszintek kapcsolata	107
VI. 4. Az U/Th koradatokból számolt kiemelkedési (bevágódási) ráták a Gerecse és a Budai-hegység területéről	109
VI. 4.1. A hegység-kiemelkedés (Duna bevágódás) okai és következményei	109

VI. 4.2. A kiemelkedési (bevágódási) ráta számításának módja és feltételei	111
VI. 4.3. Korábbi adatok a Duna bevágódására	112
VI. 4.4. A Duna-bevágódásának sebessége az új U/Th koradatok tükrében	113
VI. 5. A paleohévíforrások átrendeződése és a paleokarsztvízszintek rekonstrukciója a Gerecsében és a Budai-hegységben az új U/Th koradatok tükrében	116
VI. 5.1. A paleokarsztvízszintet befolyásoló tényezők	117
VI. 5.2. Irodalmi áttekintés (korábbi paleokarsztvízszint modellek)	117
VI. 5.3. A barlangi képződmények és a paleokarsztvízszint kapcsolata	118
VI. 5.4. A paleokarsztvízszint csökkenésének rekonstrukciója a Budai-hegységben (korábbi modell)	119
VI. 5.5. A paleokarsztvízszint csökkenésének rekonstrukciója a Gerecsében (korábbi modell)	121
VI. 5.6. A paleoforrások térbeli átrendeződésének rövid összefoglalása az édesvízi mészkövek U/Th sorozatos kormeghatározása alapján	124
VI. 6. Az édesvízi mészkövek stabilizotópos összetételét kialakító tényezők	128
VI. 6.1. A mikrofáciesek és a képződési környezet szerepe	128
VI. 6.2. A klímaváltozás hatásainak vizsgálata stabilizotópos szelvényeken	129
VI. 6.3. Az édesvízi mészkövek területi eloszlásának és a földtani felépítésnek a kapcsolata	129
VI. 6.4. A dolgozat keretei között megfigyelt stabilizotópos területi eltérések magyarázata	130
VI. 6.5. A geokémiai osztályozási rendszer alkalmazhatóságáról	132
VI. 7. A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészköveinek paleoklimatológiai vizsgálata	134
VI. 7.1 Az édesvízi mészkövek képződési periódusai a Budai-hegységben és a Gerecsében	134
VI. 7.2 Interglaciális üledékek-e az édesvízi mészkövek?	134
VI. 7.3 A globális kronosztratigráfiai korreláció lehetőségei	138

VII. KÖVETKEZTETÉSEK	141
VIII. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	148
IX. ÖSSZEFOGLALÁS	150
X. ENGLISH SUMMARY	151
XI. IRODALOMJEGYZÉK	152
XII. FÜGGELÉK	177

I. BEVEZETÉS

Általános iskolás tanulóként olvastam először Pamukkale (Törökország) és a Yellowstone Nemzeti Park (USA) édesvízi mészkő előfordulásairól (Németh 1993), amelyek már akkor felkeltették a figyelmemet. Ezt követően az édesvízi mészkövekkel először egy Tudományos Diákköri dolgozat (Kele 2002), majd a diplomadolgozatom (Kele 2003) írásakor kerültem közelebbi kapcsolatba, amelyek során a budakalászi édesvízi mészkő stabilizotópeokémiai és szedimentológiai vizsgálatát végeztem el (Kele *et al.* 2003). A hazai és nemzetközi szakirodalmak áttanulmányozását követően számos kérdés fogalmazódott meg bennem, amelyek megválaszolása egy doktori dolgozat kereteinek megfelelő elmélyültséget igényelt. Kutatásaim során elsősorban az egerszalóki, a budai-hegységi és a gerecsei édesvízi mészkövek vizsgálatára koncentráltam, de érintettem a Bükk- és Mecsek-hegységi mésztufa kiválásokat, egyes Balaton-felvidéki képződményeket (pl. Tihanyi gejzirit formáció), továbbá a világhírű Pamukkale édesvízi mészkövet is. Dolgozatomban alapvetően a recens egerszalóki édesvízi mészkődomb (Kele *et al.* 2008b), valamint a Budai-hegység és a Gerecse (Kele *et al.* 2006) édesvízi mészkövein végzett vizsgálataim eredményeit mutatom be.

1. 1. Célkitűzések – Megválaszolandó kérdések

Az édesvízi mészkövek vizsgálata lassan évszázados múltra tekint vissza a Kárpát – Pannon régióban, azonban a szempontok és az eszközök változtak az évtizedek során, így a rétegtani és mikrofaciás vizsgálatokon kívül ma már a geokémiai elemzések szolgáltatnak értékes adatokat a paleohidogeológiai és paleoklimatológiai kutatások számára. Az utóbbi években ugrásszerűen megnőtt az érdeklődés a klímaváltozás iránt, aminek fő oka a globális felmelegedéstől való félelem, valamint a közelmúltban felbukkanó és egyre gyakrabban előforduló időjárásbeli szélsőségek okainak megértésére irányuló törekvés.

Az édesvízi mészkövek gyakori képződménynek számítanak hazánkban, mintázásuk könnyen kivitelezhető, és időbeli elterjedtségük folytán több százezer évre visszamenőleg alkalmasak a klíma rekonstruálására úgy, hogy a lokális csapadékvizonyok tükrözése és a képződési környezet rekonstrukciója mellett a globális léptékű klímaváltozás hatásai is kimutathatóak segítségükkel. Az édesvízi mészkövekből levonható információk értékét az adja, hogy elterjedtségük következtében biztos képet adnak egy-egy terület múltbeli környezeti-, klíma-, és tektonikai viszonyairól.

A hazai édesvízi mészkövekkel foglalkozó számos korábbi tanulmány elsősorban térképező-leíró szemlélettel, illetve szedimentológiai-geomorfológiai szemzőgből vizsgálta az előfordulásokat (pl. Horusitzky 1939, Schréter 1953, Scheuer és Schweitzer 1988c). Az elmúlt évtizedekben azonban számos édesvízi mészkő feltárás szűnt meg, vált kevésbé hozzáférhetővé (pl. Péter-hegy, Majdán-fennsík), míg az építkezések következtében újabb feltárások születtek a Budai-hegység területén (pl. Farkastorki út). Szükségessé vált tehát az

előfordulások újbóli bejárása, vizsgálata, valamint a két hegység paleohévíforrás tevékenységéről alkotott kép újragondolása.

Az elmúlt évtizedekben a részletes geokémiai és stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok meglehetősen ritkának számítottak hazánkban. Bár a stabilizotóp-geokémia már évtizedekkel ezelőtt megjelent a hazai édesvízi mészkő-kutatásban (Rózsavölgyi 1964, Mihályi-Lányi 1964, Opauszky *et al.* 1964) az első, nagyobb területet átölelő munka Szőr *et al.* (1992) nevéhez fűződik, ami azonban az elemzések kis száma miatt (az ország területéről összesen 58 db minta lett begyűjtve) nem lehetett elég reprezentatív jelentős következtetések levonásához. Deák József szintén számos édesvízi mészkő stabilizotópos összetételét határozta meg. Földvári *et al.* (2003) a Buda-Vár-hegyi, Kele *et al.* (2003) pedig a budakalászi édesvízi mészkő részletes szelvény menti stabilizotóp-geokémiai vizsgálatát végezte el. Az elmúlt években hazai szinten is történtek próbálkozások az édesvízi mészkövek stabilizotóp-geokémiai vizsgálatával a paleoklíma meghatározására (Kele 2003, Korpás *et al.* 2004, Kele *et al.* 2006, Kele *et al.* 2008a,b), de az eredmények, elsősorban a radiometrikus koradatok hiánya miatt, eddig vártak magukra.

Dolgozatom a szedimentológiai, stabilizotóp-geokémiai, valamint U/Th sorozatos kormeghatározások révén új alapokra helyezi a Gerecse és a Budai-hegység paleohidrogeológiáját, az édesvízi mészkövek teraszrendszerrel való kapcsolatát, a hegységek kiemelkedési, valamint a Duna bevágódási sebességének meghatározását, és általános következtetéseket von le az édesvízi mészkövek képződési periódusaival kapcsolatban. A dolgozat új adatokkal járul hozzá a Kárpát-medence múltbeli klímájának megismeréséhez, továbbá az elért eredményeket megkísérli beilleszteni a Föld paleoklimájáról jelenleg alkotott képbe a globális mértékű klímaváltozást tükröző, jelenleg legelfogadottabb (óceánfenéki rétegorokból, antarktiszi jégmag fúrásokból, stb., meghatározott) éghajlati információkkal.

1. 2. A munka kezdetei és állomásai

Első vizsgálataim az Egerszalók határában fűrt De-42. és De-42/a számú kutak vizéből közel 40 éve képződő édesvízi mészkődomb komplex vizsgálatára irányultak. A termálvíz és a belőle kiváló édesvízi mészkő szelvényenkénti szezonális vizsgálata nem csak szedimentológiai és stabilizotóp-geokémiai eszközökkel történt, mivel a mészkő és a termálvíz legfontosabb fő és nyomelemein kívül a mészkő ásványos összetételét is meghatároztam. Az elvégzett vizsgálatok segítségével olyan összefüggések tárultak fel az édesvízi mészkőképződést kísérő stabilizotóp-frakcionációs folyamatokkal kapcsolatban, amelyek jól hasznosíthatóak a fosszilis édesvízi mészkövek paleoklimatológiai és ökoszférai rekonstrukciójában. Ilyen többek között a különböző faciéstípusok stabilizotópos összetétel alapján történő elkülönítése, valamint az üledékképződés során megfigyelt, stabilizotópos szempontból nem-egyensúlyi karbonát kiválás, amelyet azóta a törökországi Pamukkale édesvízi mészkővének szelvény szerinti vizsgálatával is sikerült igazolni (Kele *et*

al. 2008a). A Friedman és O'Neil által 1977-ben leírt kalcit-víz frakcionációs egyenlet ugyanis csak egyensúlyi helyzetben történő karbonát kiváláskor használható a víz hőmérsékletének becslésére. Megfigyeléseim szerint azonban az édesvízi mészkövek kiválása gyakran stabilizotóp-geokémiai szempontból nem-egyensúlyi feltételek között megy végbe, ami mintegy 8 °C-os eltolódást eredményezhet a paleohőmérsékleti számítások során (Kele *et al.* 2008a,b). A geokémiai vizsgálatok eredményeit több hazai és nemzetközi konferencián mutattam be (Kele *et al.* 2004a,b, 2005, 2008a), valamint a nemzetközi érdeklődésre is számot tartó eredményekből tudományos és ismeretterjesztő publikáció is készült (Kele 2008, Kele *et al.* 2008b).

Az egerszalóki esettanulmányt követően a vizsgálatokat kiterjesztettem hazánk édesvízi mészkövekben leggazdagabb területeire, a Gerecsére és a Budai-hegységre. A kezdeti mintázási stratégia eleinte a legjobb feltártságú előfordulások, a nagyobb kőfejtők jól mintázható szelvényeire irányult. A múlt klímájának változásait ugyanis az édesvízi mészkövek litológiájának, valamint stabil (szén és oxigén) izotópos összetételének vertikális szelvény szerinti változása tükrözheti a legjobban. A diplomadolgozatomban (Kele 2003) már részletesen tanulmányozott Budakalász, monalovác-hegyi kőfejtő feldolgozását követően a tatai Porhanyó-bánya felső-pleisztocén édesvízi mészkövének részletes, szelvény szerinti vizsgálatát végeztem el (Kele *et al.* 2004e, 2006). Ezt követően Korpás László segítségével további, jó feltártságú kőfejtőkben vettem fel részletes szelvényeket, elsősorban Scheuer és Schweitzer (1988c), valamint Korpás (2003a) munkái alapján. A Nyugati-Gerecséből a les-hegyi, a kőpitei, valamint a dunaalmási kőfejtősorból a Dunaalmás-Római és Dunaalmás 1. számú kőfejtő, a Vöröskői-bánya, a Központi-Gerecséből a Süttő határában található Új-Haraszti, Hegyháti és Diósvölgyi kőfejtő, a Keleti-Gerecséből pedig a mogyorósbányai Kő-hegy és Muzsla-hegy egykori kőfejtőit mintáztam szelvény szerint.

Ekkor U/Th koradatok még nem álltak rendelkezésemre, viszont az első izotópos eredmények a Budai-hegység és a Gerecse között, valamint a két hegységen belül is karakterisztikusan eltérő értékeket mutattak (Kele *et al.* 2006, 2007), amelyek nem csak az édesvízi mészkövek eltérő korával, hanem a lokálisan eltérő üledékképződési környezettel, az egyes területek eltérő paleohidrogeológiai adottságaival is kapcsolatban állhattak. Ennek következtében a mintázást kiterjesztettem a két hegység összes, jelenleg hozzáférhető és mintázható mészkövére. A 2004 és 2008 között végrehajtott mintegy 145 terepbejárás során Scheuer Gyula segítségével felkerestem Schréter (1953), valamint Scheuer és Schweitzer (1988c) monográfiájában található Budai-hegységi és gerecsei édesvízi mészkő előfordulásokat. Az előfordulások nagy számához és a megválaszolandó kérdésekhez igazodva a kőfejtők mikrofaciás típusainak kellő részletességű leírásához, és az előfordulások átlagos stabilizotópos összetételének megállapításához 4-6 db mintában szabtam meg a kőfejtőnkénti átlagos mintaszámot. Több mint 100 előfordulás édesvízi mészkövet mintáztam szedimentológiai és geokémiai vizsgálatok céljából, a stabil szén- és oxigénizotópos mérések

száma pedig meghaladta a 600-at. A feltárások koordinátáit és tengerszint feletti magasságát GPS mérésekkel határoztam meg.

A megfelelő pontosságú paleoklimatológiai és paleohidrogeológiai következtetések levonásához azonban szükség volt a képződmények korának ismeretére. Az elmúlt évtizedekben csak szórványosan készültek édesvízi mészköveken U/Th sorozatos kormeghatározások (Schwarcz 1980, Schwarcz és Skoflek 1982, Hennig *et al.* 1983a, Schwarcz és Latham 1984). A legtöbb esetben a mészkövek korát a jóval bizonytalanabb paleomágneses mérések (Latham és Schwarcz 1990, Lantos 2004), geomorfológiai megfontolások (pl. Pécsi *et al.* 1982) vagy a faunaelemek alapján (Jánossy 1979, Kretzoi és Pécsi 1979, Krolopp *et al.* 1976, Kordos 1994) határozták meg. Ezek azonban nem minden esetben vezettek a valós kor megállapításához, illetve sokszor pontatlanok voltak, így a paleoklimatológiai információk levonásához új (radiometrikus) koradatokra volt szükség.

A Hannoveri Leibniz Institute for Applied Geosciences, Geochronology and Isotope Hydrology osztályának kutatóival közösen 2006-ban sor került a hosszú évek után első U/Th kormeghatározásokra a süttöi édesvízi mészkövön, amelyek ellentmondásokat tártak fel a képződmények korábban feltételezett korával kapcsolatban (Sierralta *et al.* 2009). A hannoveri laboratórium TIMS módszerrel történő méréseit követően, az MTA Kétoldali Együttműködési lehetőségeit kihasználva, a legfejlettebb (MC-ICPMS) technikát alkalmazva lehetőségem nyílt több mint 50 db édesvízi mészkő minta U/Th sorozatos kormeghatározására Tajvanban, a National Taiwan University (NTU, Tajpej) laboratóriumában. Ezek az adatok a dolgozat és a hazai édesvízi mészkőkutatás szempontjából egyaránt nélkülözhetetlenek mondhatók.

II. ELMÉLETI HÁTTER

II. 1. Az édesvízi mészkövek definíciója

Az édesvízi mészkövek (**travertínók** és **mészufák**) olyan kontinentális karbonát üledékek, amelyek kémiai és biológiai folyamatok hatására keletkeznek kalcium-bikarbonátban gazdag meleg-, illetve hideg vizes forrásokból. Karbonátkiválás akkor történik, amikor az oldat különböző okok miatt (pl. CO_2 eltávózása, vízhőmérséklet emelkedése, biológiai aktivitás, stb.) karbonátra nézve túltelítetté válik. Az édesvízi mészkövek képződésének egyik alapfeltétele, hogy a lerakó víz rendelkezzen oldott karbonát tartalommal, míg a másik, hogy képes legyen azt lerakni. Mindezekből következik, hogy **a víz oldott CO_2 tartalmának fontos szerepe van** az édesvízi mészkövek képződésében. A szakirodalomban gyakran nem különböztetik meg a travertínókat és a tufákat annak ellenére, hogy Viles és Goudie (1990), Pentecost (2005) és Ford és Pedley (1996) szerint a következőképpen definiálhatóak:



2-1.ábra: **a)** Süttő, Új-Haraszti köfejtő travertínója; **b)** A Sebesvíz-völgy (Bükk) mészufa gátjai.

Travertínó: jellemzően kemény, kristályos üledék, amely elsősorban hidrotermális eredetű, forró vízi forrásokból képződik (2-1. ábra, a.). A karbonát képződését szerves (inorganikus) fiziko-kémiai és mikrobiális tényezők együttesen befolyásolják. Az üledék lerakódása során az organismusok periodikus növekedése (éves, szezonális, sőt napi) laminációt eredményezhet. A nagy vízhőmérséklet miatt a magasabb rendű növények és gerinctelen állatok általában hiányoznak ezekből az üledékekből. A „travertine” és „travertino” szavak a latin „lapis triburtinus” (Tivoli köve) szóösszetételből származnak, ugyanis Tivoli (egy Rómahoz közeli kisváros) területén már a római idők óta művelt, nagy kiterjedésű előfordulások találhatók.

Mészufa: a travertínónál jóval porózusabb és puhább kőzet. Általában hideg (a környezet hőmérsékletétől kevésbé eltérő hőmérsékletű) vízből válik ki, gyakran mikroorganizmusok (pl. algák, ciano- és egyéb baktériumok, mohák, nagyobb növények, stb.) közreműködésével, amelyek bekéregződése, majd későbbi lebomlása következtében gyakran porózus

szerkezetű. A tufa üledékek általában olyan, mészkövekkel jellemezhető régiókban alakulnak ki, ahol a felszín alatti mészkő a víz oldott karbonát tartalmának a forrása (pl. Bükk-hegység, **2-1. ábra, b**). A tufa elnevezés a latin „tophus” szóból származik és eredetileg a római időkben a vulkáni tufa és a laza, fehér meszes üledékek leírására egyaránt használták. Manapság a tufa elnevezést a meszes tufákra használják elsősorban, míg a vulkáni üledékeket vulkáni tufáknak nevezik.

II. 2. Az édesvízi mészkövek képződése

Édesvízi mészkövek kalcium-bikarbonátban gazdag **meleg-**, illetve **hidegvizes forrásokból** képződhetnek. A hulló csapadék már tartalmazza az atmoszférából beoldódott CO₂-t, ami a talajba szivárgáskor további, szerves eredetű CO₂-dal gyarapszik. A CO₂ oldhatósága a vízben a parciális nyomásának növekedésével emelkedik és a CO₂ az 1.-3. egyenletek szerint reagál a vízzel:

1. $\text{CO}_2 \text{ (gáz)} \leftarrow \rightarrow \text{CO}_2 \text{ (víz)}$
 $\text{CO}_2 \text{ (víz)} + \text{H}_2\text{O} \leftarrow \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$
 $\text{CO}_2 \text{ (gáz)} + \text{H}_2\text{O} \leftarrow \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$
2. $\text{H}_2\text{CO}_3 \leftarrow \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$
3. $\text{HCO}_3^- \leftarrow \rightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+$

A talajba beszivárgó, és az oldott CO₂ tartalom növekedése miatt a csökkenő pH-jú és az egyre agresszívabbá váló víz oldja az útjába kerülő karbonátos, illetve karbonáttartalmú kőzeteket, ami növeli a víz karbonát-telítettségét (4.- 5. egyenletek):

4. $\text{CaCO}_3 \text{ (szilárd)} \leftarrow \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ (csak pH>8 esetén)
5. $\text{CaCO}_3 \text{ (szilárd)} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftarrow \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$

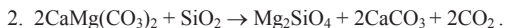
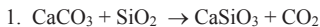
A karbonátos kőzetek további beoldása a mélyből származó CO₂-nak köszönhető, amely oldódásával még agresszívabbá teszi a vizet. A felszín alatti áramlás során, amely akár több tízezer évig is eltarthat, a víz sok esetben az eredeti beszivárgási régiótól távolabb, különböző szerkezeti elemek, vetők, törések és repedések mentén jut a felszínre (Altunel és Hancock 1993, Hancock *et al.* 1999). Az oldott karbonátban gazdag forrásvíz a felszínre érve a CO₂ csökkenő parciális nyomása miatt fennálló CO₂-vesztés következtében a karbonátra nézve túltelítetté válik, és lerakja a karbonátot. Édesvízi mészkő nem csak a mélyből felemelkedő termálforrások és termálkutak környékén, hanem hideg felszíni vizekből is lerakódhat.

Jelentős mennyiségű CO₂ kigázosodás jellemzi többek között a karsztos hegyvidékek hideg vizű, de nagy sebességgel áramló turbulens patakjait, vizeséseit, mésztufa padjait.

A melegvízű (termál) források esetében a gyorsabb mészkiválás folytán az édesvízi mészkő üledékek a kifolyási pont körül koncentrálnak, míg a hideg vizes források esetében ugyanezen üledékek területi elterjedése jóval nagyobb. A víz hőmérséklete a növényi vegetáció elterjedését is meghatározza: a források környéke egy komplex vegetáció létrejöttét segíti elő, amelyben a növények szerepe és előfordulásának valószínűsége a forrástól való távolság növekedésével nő (Guo és Riding 1999).

Az édesvízi mészkövek képződhetnek **szerves** és **szervetlen** folyamatok során. A szervetlen folyamatok a források közvetlen közelében döntöek, ahol a környezeti feltételek a vegetáció szempontjából nem kedvezőek, és ahol a víz erősebb CO₂ kigázosodással lép a felszínre. A forrásponttól távolodva a biológiai folyamatok egyre nagyobb szerephez jutnak az üledékképződésben. A mészkő képződése a következő tényezőktől függ (Scheuer és Schweitzer 1983a, Andrews és Riding 2001): egységnyi térfogatú vízben oldott CO₂ mennyisége; CO₂ parciális nyomásának megváltozása; a víz hőmérséklete (hideg vízben több CO₂ oldódik); a víz pH-ja, szalinitása, kémiai jellemzői, a koncentráció megváltozása; fény intenzitása; a terület morfológiai jellemzői; növények asszimilációja; vízmozgás változása (sebesség, hozam növekedése, illetve csökkenése). A hőmérséklet, pH, a víz szalinitása és a fényintenzitás jelentős szerepet játszanak a szerves CaCO₃ képződésben, mivel ezek a tényezők befolyásolják a különböző taxonok elterjedését (Chafetz és Folk, 1984). A termálforrások körül előforduló organizmusok közül a baktériumok a leggyakoribbak (Guo és Riding 1994, 1998; Guo *et al.* 1996). A környezet morfológiája szintén meghatározó, mivel a vízből történő CO₂ kigázosodás sebességét, és így az édesvízi mészkő képződését is befolyásolja. A fenti tényezők közül azonban a legfontosabb szerep az édesvízi mészkövek ülepedésében a széndioxidé.

Az atmoszférán kívüli természetes CO₂ források lehetnek **szerves** és **szervetlen** eredetűek. A szervetlen források lényegében három módon produkálhatnak CO₂-ot: 1. **magmás kigázosodás** vulkáni területeken; 2. karbonátok **hidrolízise**: 100-200 °C körüli hőmérséklettel jellemezhető felszín alatti környezetben a talajvíz egy része oldja a karbonátos kőzeteket (Kissin és Pakhomov 1967); 3. mészkövek dekarbonátosodása **termometamorf folyamatok** következtében a következő egyenletek szerint:



A reakciók megvalósulása a geotermikus grádiens eltérő nagyságán alapszik, ezért az esetleges felszíni CO₂ kitörések, illetve a fosszilis és recens édesvízi mészkő előfordulások a jelenlegi, valamint a múltbeli **geotermikus anomália indikátorai** lehetnek (Panichi és Tongiorgi 1976).

Schoeller (1962) szerint a CO₂ szerves forrásai: 1. növényi gyökerek légzése a talajban; 2. talajban jelenlevő baktériumok és egyéb élő organizmusok respirációja; 3. nitrifikáció. A szerves CO₂ képződése a talaj mélységétől és a fedőréteg vastagságától függően változik. 20 cm-es mélységben a parciális nyomás az atmoszférikus nyomás ezerszeresét is elérheti (Dramis *et al.* 1999). A fenn említett tényezőkön kívül a szerves CO₂ produkció erősen függ még a földrajzi szélességtől és a klímától, mivel ezek a tényezők jelentős mértékben befolyásolják a növényi és állati életet.

II. 2.1. Izotópfractionáció az édesvízi mészkő képződése során

A vetők mentén feláramló, majd felszínre kilépő víz kémiai egyensúlya a felszínre érkezéskor megbomlik. Az újra egyensúlyba kerülés során általában a forráskilépési ponttól távolodva egyre kisebb mennyiségben képződik édesvízi mészkő. Ettől eltérő helyzet fordulhat elő, ha a felszínre érő hideg karsztvíz még képes oldatban tartani a CO₂-ot, és csak a felszínen történő felmelegedést követően válik karbonátra nézve túltelítetté. Ilyen esetekben, mint pl. a bükki Szalajka-völgynél is az édesvízi mészkő képződése nem kezdődik meg rögtön a víz felszínre lépésével, hanem csak 100-150 m-rel távolabb, amikor a víz hőmérséklete nagyobb, és a morfológiai viszonyok (pl. kisebb zuhatagok) is adottak a CO₂ eltávozásához.

Ha egyensúlyi körülmények között a CO₂-t vesszük viszonyítási alapnak, akkor a szénvegyületek (i) izotópos összetétele a következőképpen fejezhető ki:

$$\delta^{13}C_i = \delta^{13}C_{CO_2(gáz)} + \epsilon_i$$

ahol ϵ_i a dúsulási tényező az "i" vegyület és a CO₂ gáz között. A dúsulási tényező és a hőmérséklet között a következő összefüggés áll fenn (2-1. táblázat):

2-1. táblázat A dúsulási tényező és a hőmérséklet közötti összefüggés. (A hőmérséklet Kelvin-ben van kifejezve. Az 1. és 2. egyenlet Mook *et al.* (1974) szerint, a 3. Deines *et al.* (1974), míg a 4. Bottinga (1968) számításai alapján készült.)

i	$\epsilon_i(\%)$	
CO ₂	$\epsilon_{CO_2(víz)-CO_2(gáz)} = -0,373 \times 10^3 / T + 0,19$	1.
HCO ₃ ⁻	$\epsilon_{HCO_3^- - CO_2(gáz)} = 9,483 \times 10^3 / T - 23,89$	2.
CO ₃ ²⁻	$\epsilon_{CO_3^{2-} - CO_2(gáz)} = 0,87 \times 10^6 / T^2 - 3,4$	3.
CaCO ₃	$\epsilon_{CaCO_3 - CO_2(gáz)} = 1,435 \times 10^6 / T^2 - 6,13$	4.

A 2-1. táblázatból látható, hogy az édesvízi mészkőképződés hőmérsékleti tartományában az egyensúlyi izotópcere során a szilárd karbonát ¹³C-ban gazdagodik az oldatban levő szénvegyületekhez és a CO₂ gázhoz képest. Egyensúly esetén a CaCO₃

izotóposan (oxigén izotóp) nehezebb mint a H₂O, de könnyebb mint a CO₂ gáz (Bottinga 1968, Friedman és O'Neil 1977):

$$10^3 \ln \alpha (\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}) = 2,78 \times 10^6 / T^2 - 2,89$$
$$10^3 \ln \alpha_{(\text{CO}_2(\text{gáz}) - \text{CaCO}_3)} = - 1,8034 \times 10^6 / T^2 + 1,0611 \times 10^4 / T - 2,7798$$

Izotópos egyensúly ritkán fordul elő az édesvízi mészkő képződése közben a kinetikus hatások miatt. A H₂O-CO₂-HCO₃⁻-CO₃²⁻ rendszer egyensúlya a felszínre lépés pillanatában megbomlik a gyors kigázosodás következtében. Ezt követően a rendszer a felszíni feltételek mellett fokozatosan az egyensúly visszaállítására törekszik. Az egyensúlytól való eltérés (és a CO₂ kilépés mértéke) csökken a forrástól való távolság növekedésével és a víz hűlésével. (Turi 1986).

Olyan reakciók során, amelyek nem eredményeznek egyensúlyt, a könnyebb izotóp fog a reakciótermékekben dúsulni, mivel a reaktánsokban a könnyebb izotópokat tartalmazó kötések könnyebben szakíthatók szét (White 2001). Ha a CO₂ kilépés túl gyors (nincs kémiai és izotópos egyensúly a széntartalmú vegyületek között), leginkább az izotóposan könnyebb CO₂ fog eltávozni. Mindezek következtében a nem-egyensúlyi feltételek mellett ülepedett édesvízi mészkövek izotóptérfékei meghaladják az egyensúlyban képződötték értékeit. Nyílt rendszer esetén a hőmérséklet, a P_{CO2}, valamint a folyékony és gáznemű szénrezervoár ¹³C - tartalma is állandó (Turner 1982).

II. 3. Az édesvízi mészkövek osztályozása

Az édesvízi mészkövek esetében az egyes kőzetkifejlődések, mikrofaciés-típusok kis területen belül is nagy változékonyságot mutatnak. Osztályozásukkal számos szerző próbálkozott már, de a mészkő változékonysága következtében nem alakult ki egységes osztályozási rendszer. A jelenlegi osztályozási rendszerek az édesvízi mészköveket mikrofaciésük és szövetük, üledékképződési környezetük, morfológiai helyzetük, a víz hőmérséklete, a vízutánpótlódás, és még számos egyéb tényező alapján kategorizálják. Az édesvízi mészkövek osztályozási rendszereinek kialakulást Pentecost (2005) tekintette át részletesen, de rajta kívül számos egyéb irodalmi forrást, és saját terepi tapasztalatot is figyelembe vettem a fejezet összeállításakor. Az egyes faciéstípusok elnevezését próbáltam átültetni a magyar nyelvbe, de zárójelenesen feltüntettem az eredeti angol elnevezést is.

A külföldi osztályozási rendszerek kialakulásának összefoglalását a **DVD-2-1.melléklete** tartalmazza. A hazai szerzők közül Scheuer Gyula és Schweitzer Ferenc foglalkozott az édesvízi mészkövek csoportosításával. A karsztforrásokat Léczfalvi (1966) osztályozta, míg a karsztvíz eredetű édesvízi mészköveket Scheuer és Schweitzer (1970b) forrásgenetikai típus, morfológiai adottság és kifejlődés alapján csoportosította, a következő típusokat különítve el: *átbukó-források* (pl. Koloska-forrás, Balaton-felvidék), *felszálló-*

források és duzzasztott-források. A felszálló források egyik típusába azok a források tartoznak, amelyek vize közvetlenül a felszínre bukkanó karsztos képződményből származik, míg a másikba azok, amelyek a vízvezető karbonátos kőzet felett települő törmelékeny vízvezető üledéken keresztül törnek fel (pl. Római-fürdő). A duzzasztott források esetében a vízvezető kőzettörés mentén, vagy réteghatáron érintkezik a vízzáró képződményekkel, amik visszaduzzasztják a karsztos kőzetben feláramló vizet (Scheuer és Schweitzer 1970b). Scheuer és Schweitzer (1970b) ezen kívül említést tett a lejtői, teraszos, völgyoldali, tavi-mocsári és vegyes típusú édesvízi mészkövekről is. Scheuer és Schweitzer (1972) az édesvízi mészkövet lerakó karsztforrásokat geomorfológiai szempontok szerint csoportosította, elkülönítve *Tettye-, Kácsi-, Malomvölgyi-, Kistapolcai-, Csillaghegyi-, Római-fürdői-, Egri-, Jósvafői-* típusokat, amelyeket a típuselőfordulásokról neveztek el. Az egyes típusokat jelen tanulmányban nem részletezem, mivel ez az osztályozási mód elsősorban hazai előfordulásokra alkalmazható. Scheuer és Schweitzer (1972) a mészkőképződés erózióbázishoz való viszonyát is taglalta.

Scheuer és Schweitzer (1978b) az édesvízi mészköveket lerakó források sajátosságait (vízhozam, vízhőmérséklet, vegyi összetétel) vizsgálta. Vízhozam alapján kis (100 l/p alatti)-, közepes (100-1000 l/p)- és nagy (>1000 l/p) hozamú, vízhőmérséklet alapján hideg (<15°C), hűvös vagy szubtermális (16-25°C), langyos vagy hipotermális (26-32°C), meleg vagy homotermális (33-40°C) és forró vagy hipertermális (>40°C) forrásokat különítettek el. Vegyi összetétel alapján kalcium-hidrogénkarbonátos, kalcium-magnézium-hidrogénkarbonátos, magnézium-kalcium-hidrogénkarbonátos, kalcium-magnézium-nátrium-hidrogénkarbonátos, szulfátos és kloridos vizeket írtak le. Scheuer és Schweitzer (1978b) vízföldtani szempontból a forrásokat *karsztforrásokra, rétegforrásokra, talajvízforrásokra és vegyes forrásokra* osztotta és megállapította, hogy hazánkban uralkodó a karszt- és karsztos hévíz eredetű édesvízi mészkőképződés.

Scheuer és Schweitzer (1981b) az édesvízi mészköveket lerakó forrásokat 5 alaptípusra osztotta: 1. Hideg karsztforrások és karsztvíz eredetű patakok (14 °C alatt); 2. Langyos és meleg karsztforrások; 3. Talaj, réteg és résforrások; 4. Posztvulkáni eredetű meleg vagy forróvízi forrásokra; 5. Kevert vagy vegyes források (a gáz posztvulkáni CO₂, a víz talaj vagy karsztvíz). Az édesvízi mészköveket települési viszonyaik szerint: 1. *völgyi*; 2. *völgyoldali vagy lejtői*; 3. *tavi-mocsári*; 4. *forráskúpos*; 5. *vegyes* típusba sorolta Scheuer és Schweitzer (1981b).

Az édesvízi mészkövek keletkezési körülményeit és kifejlődési formáit Scheuer és Schweitzer (1983a,b, 1988c) is leírta, és az édesvízi mészköveken belül elkülönített: 1. *Hasadékkittöltéseket és bevonatokat*, 2. *Barlangi karbonátüledékeket*, 3. *Forráslerakódásokat*, 4. *Állóvízben* (lagúna, tó, mocsár) *képződött karbonátos kőzeteket* és 5. *Folyóvízben képződött mészköveket*. Ezen felül az édesvízi mészkövek képződését befolyásoló fontosabb tényezőket (vízhozam, hidrodinamikai adottságok, erózióbázishoz viszonyított kilépés, a víz eredete, a fakadási körülmények és annak morfológiai viszonyai) Scheuer és Schweitzer (1983b) táblázatos formában is közölte. Scheuer és Schweitzer (1985a) az édesvízi mészkő kúpok típusait

részletezte, és a keletkezési körülmények, valamint a források vízkémiai adottságai szerint csoportosította őket. Ezek a képződmények ugyan hazánkban kevésbé elterjedtek, de például Szlovákiában (2-2. ábra), Romániában és Algériában gyakorinak számítanak. A lejtői édesvízi mészkőképződés formáival és típusaival Scheuer és Schweitzer (1986a) foglalkozott, és az anyagszállítás módja, a lerakódás közege, a keletkezés módja, a kiválás formái, a lerakódás helyei, és a diagenézis szerint csoportosította őket. Scheuer és Schweitzer (1988c) összefoglalta az édesvízi mészkövek osztályozásával kapcsolatban tett megfigyeléseit. Scheuer (2002b) pedig a hideg karsztvizek mésztufáinak osztályozását végezte el geomorfológia és hidrogeológiai szempontok, valamint külföldi irodalmak alapján.



2-2. ábra: A szlovákiai Szántó édesvízi mészkő kúpjának forráskürtője.

II. 3.1. Geokémiai osztályozás

Az édesvízi mészkövek képződése a klímával, a vulkáni tevékenységgel, és a tektonikával egyaránt szoros kapcsolatban áll, ennek megfelelően a CO₂ számos forrásból oldódhat a vízbe. A lehulló csapadékvíz már rendelkezhet oldott CO₂-dal, de a talajba szivárgást követően újabb, szerves (vagy egyéb, pl. magmás) eredetű CO₂-ot oldhat magába, ami elég savassá teheti az útjába eső kőzetek karbonáttartalmának beoldásához. A felszínre érkezést követően a CO₂ eltávozásával egy másodlagos karbonátos üledék, az édesvízi mészkő rakódik le, ami egyaránt magán viseli az eredeti karbonát, valamint vízben oldott CO₂ stabilizotóp-geokémiai bélyegeit. A geokémiai osztályozás ötlete Pentecost és Viles (1994) nevéhez fűződik, de számos egyéb munka is foglalkozott ezzel a felosztással (pl. Pentecost 1995a,b, Ford és Pedley 1996, Pentecost 2005). A geokémiai osztályozás alapjait már a diplomamunkámban (Kele 2003) ismertettem, ezért itt csak röviden térek ki rá. Pentecost (2005) tovább finomította az általa kidolgozott osztályozási rendszert és a két fő üledéktípus, a termális (thermogene), és a meteorikus (meteogene) mellé számos altípust (thermometeogene, evasive-, invasive-, ambient-, superambient-meteogene, stb.) hozott létre a CaCO₃-ba beépülő CO₂ eredete alapján.

A **termogén** (termális) édesvízi mészkő olyan masszív, kompakt, karbonátos üledék, amely termális folyamatokból származó CO₂-ot tartalmazó, leginkább hidrotermális eredetű, nagyobb hőmérsékletű vízből képződik viszonylag nagy (>10 mm/év) üledékképződési sebességgel és szervesanyag tartalma alacsony (Turi 1986). A szénizotópos összetétele (– 4‰ < δ¹³C (PDB) < +8‰) kissé átfed a meteorikus travertínokéval (–11‰ < δ¹³C (PDB) < 0 ‰), de annál azért jellemzően pozitívabb. Ez annak köszönhető, hogy a CO₂ tartalmuk főleg a mély-

ben cirkuláló termális fluidumok geokémiai reakcióiból, CO₂-ben gazdag fluidumokkal való kölcsönhatásból (Ohomoto és Rye 1979), illetve hidrolízisből, mészkövek dekarbonátosodásából származik, de a felső köpenyből is érkezhethet közvetlenül, magmás kigázósodással (Pentecost és Viles 1994). A termogén édesvízi mészkő gyakran fordul elő olyan, tektonikailag aktív recens, vagy posztvulkáni tevékenységgel jellemezhető területeken, mint Olaszország vagy Törökország. A termometeogén édesvízi mészkő olyan csapadékvízből képződik, amely mélyen a felszín alatt áramlik, miközben felmelegszik, és termálvízként jut a felszínre, de eredetét tekintve még a csapadékvíz összetételét hordozza (Pentecost 2005).

A **meteogén** édesvízi mészkövek, gyakorlatilag a mésztufáknak feleltethetőek meg: széles körben elterjedtek és alapvetően hideg (csapadékvíz eredetű) karsztvizekből, folyókból, tavakból válnak ki, elsősorban a víz turbulenciája által kiváltott CO₂ kilépés következtében. Az üledékképződés sebessége általában kisebb, mint 10 mm/év. Mivel az őket lerakó víz CO₂ tartalma a talaj szervesanyag tartalmából, illetve levegőből származik, ¹³C-ben általában jóval szegényebbek a termogén édesvízi mészköveknél. Porózusak és gyakoriak bennük az évszako laminációk és a növénymaradványok is.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy **a meteogén eredetű mésztufa szoros kapcsolatban állnak a klímával**, így nem véletlen, hogy számos tanulmány foglalkozott már klímajelző szerepükkel (Zak *et al.* 2002, Andrews 2006, stb.). Ezzel szemben a hidrotermális eredetű édesvízi mészköveken (termogén travertinókon) jóval kevesebb paleoklimatológiai tanulmány született, pedig ezek a képződmények (a dolgozat eredményei szerint) szintén alkalmasak a klímaváltozások nyomainak a rögzítésére.

II. 3.2. Botanikai osztályozás

A botanikai osztályozás a tufában jelenlevő organizmusokon alapul (Irion és Müller 1968, Pentecost és Viles 1994). A domináns elemek segítségével számos típus különíthető el úgy, mint „algás és cianobakteriális tufa” (**algal and cyanobacterial tufa**), „mohás tufa” (**moss tufa**), „növényi tufa” (**plant tufa**), „Chironomid tufa” (Thienemann 1934), „bakteriális tufa” (**bacterial tufa**) és „diatomás tufa” (**diatom tufa**). A további osztályozás az organizmusok fajtája szerint történik. Ebben az osztályozási rendszerben a „**calcareous sinter**” inorganikusan ülepedett karbonátos üledéket jelent, amiben nincsenek organizmusok (Jannsen 1999).

II. 3.3. Szedimentológiai osztályozás

Az üledék szerkezete és szövete szolgál az osztályozás alapjául, így az elrendezés, a tömörség és a felépítő komponensek mérete jut fontosabb szerephez. D'Argenio és Ferreri (1981) a következő típusokat különítette el:

- „laminált sztromatolitos tufa” (**laminated stromatolitic tufa**), ami finom horizontális laminációval jellemezhető;
- „fitohermális tufa” (**phytohermal tufa**), ami bekérgezett növényekből áll;
- „fitoklasztos” (**phytoclastic**) vagy „detritális” (**detrital**) tufa, ami bekérgezett növények erodált fragmentumaiból áll;
- „**foliar deposits**”, ami főleg bekérgezett levelekből áll;
- „Chara-s homok” (**Charophytic sands**)” a *Characea* alga bekérgezett töredékeivel.

II. 3.4. Geomorfológiai osztályozás

A geomorfológiai osztályozás a karbonát kiválás helyén és formáján alapszik (Ferreri 1985, D'Argenio és Ferreri 1987, Pedley 1990, Violante *et al.* 1994, Pentecost és Viles 1994, Ford és Pedley 1996, Guo és Riding 1999, Pentecost 2005). A karbonátképződés és a környezet kapcsolatának függvényében különböző „környezeti modelleket” különíthetünk el, amelyek sajátos tufa és travertínó üledékekkel jellemezhetőek.

A geomorfológiai osztályozáson belül a karbonátos üledékek két fő típusa különíthető el: az *in situ* bekérgező bentosz szervezetek által létrehozott **autochton** és a klasztos, törmelékes **allochton** üledékeké. Az autochton csoportba tartozó mészköveket *in situ* bekérgező bentosz szervezetek hozzák létre, míg az allochton travertínók bekérgezett növény-törmeléből állnak. Az autochton üledékeken belül további altípusok határozhatóak meg úgy, mint:

- Forrás dombok, forráskúpok (**spring mounds**)
- Forráshátak (**fissure ridges**)
- Vízések (**cascades**)
- Gátak, tetaráták, teraszok (**dams, barrages**)
- Folyóvízi bekérgezések (**fluvial crusts**)
- Tavi üledékek (**lake deposits**)
- Paludális üledékek (**paludal deposits**)
- Cementált rudítok és klasztok (**cemented rudites and clasts**)

Az autochton édesvízi mészkövek bővebb leírását a **DVD-2-2.melléklete** tartalmazza. Az édesvízi mészkövek nagy energiájú közegben akár rögtön a képződésüket követően az erózió áldozatául eshetnek. Pedley (1990) a klasztos travertínókat 5 típusba sorolta:

- *fitoklasztos* (phytostlastic) tufa: bekéregzett növényi maradványokkal;
- *onkoidos* (oncoidal) tufa: összelapított, szub-szferikus tufa fragmentumokkal, amelyeket onkoidoknak hívnak;
- *intraklasztos* (intraclast) tufa: (iszap és homok mérettartományú részecskék továbbszállításával és újraüledésével jön létre);
- *peloidos* (peloidal) tufa: mikroszkópos méretű detritális fragmentumokból áll;
- *mikrotörmelékes* (microdetrital) tufa vagy „forrás kréta” (spring chalk): szerkezet nélküli mikritből jön létre.

Először Buccino *et al.* (1978), majd később Pedley (1987, 1990) használta a *fitohermás* (phytoherm) elnevezést, hogy különbséget tegyen az *in situ* körülmények között, baktériumok és növények segítségével képződő, de törmelékes anyagot is magába foglaló üledékek között (Pentecost 2005).

Az édesvízi mészkövek **barlangokat** is alkothatnak. A Leggyakoribb az *elsődleges (primer)* barlangrendszer, ami elsősorban vízesések mögött fordul elő (pl. Tettye, **2-3. ábra**), és a vízesésből kiváló karbonátos alakzatok túlhajlásával jön létre. A különálló üregeket sok esetben mesterségesen kötik össze (pl. Anna-barlang, Lillafüred). Számos barlang tanulmányozását követően McKee (1993) 4 csoportra osztotta a travertínó barlangokat: elsődleges barlangokra, kioldott üregekre és gödrökre, folyók által kivájt üregekre, valamint vadózus barlangokra. Peabody (1954) két típust különített el: az üreges kúpot (hollow cone), ami elsősorban a növények gyökereinek korrozív hatásán alakul ki, valamint spirális üregeket (helicoideal pipes), amelyek a folyómederben a kavicsok görgetésével alakulnak ki (Pentecost 2005). A folyóvíz eróziója és a korrozio közösen is alakíthat ki barlangokat, főleg a folyó mentén, a kanyarokban képződhetnek ilyen üregek (McKee 1993). A Budai-Vár-hegy labirintusa *másodlagos (szekunder)* típusú (oldódással keletkezett) barlangrendszer az édesvízi mészkőben, amit később mesterségesen is tágítottak, illetve kötöttek össze (Hajnal 2001, 2002a,b). A törökországi Denizli-medencében található Kaklik-barlang édesvízi mészkőben jött létre, majd később a közeli forrásból bevezetett kút vizéből recens travertínó gátak alakultak ki a barlangon belül.



2-3. ábra: Vízesések mögött kialakuló elsődleges (primer) barlangrendszer (Tettye, Mecsek).

II. 4. Kutatástörténeti áttekintés

Az édesvízi mészkövek hazai és nemzetközi irodalmának áttekintése külön kötetet igényelne. A szerzők egy részét a bevezetőben és az édesvízi mészkövek osztályozásáról szóló fejezetben már említettem, a legfontosabb külföldi munkák jegyzéke megtalálható Pentecost (2005) „Travertine” c. kötetében. A legjelentősebb munkák azokban az országokban születtek, ahol az édesvízi mészkövek gyakori képződményeknek számítanak, és kutatásuk feltételei is adottak. Az Egyesült Államok, Kanada és az Egyesült Királyság mellett a mediterrán térség országai (Olaszország, Spanyolország) és Törökország bővelkednek édesvízi mészkövekben, de számos tanulmány született Nyugat-Európai (pl. Belgium, Franciaország), és Európán kívüli országban (pl. Kína, Japán). Kelet-Európában hazánkon kívül Szlovákia, Románia, Horvátország és Lengyelország is gazdag édesvízi mészkövekben. A legfontosabb nemzetközi irodalmak és kutatási irányvonalak rövid áttekintését a dolgozat **DVD-2-3.melléklete** tartalmazza. A hazai irodalmak teljességre törekvő áttekintésével a legfontosabb szerzők mellett említést teszek az édesvízi mészkő kutatással csak érintőlegesen foglalkozó kutatókról is. A szerzőket elsősorban időrend szerint, azon belül is kutatási területenként tárgyalom, így követhetővé válik, hogyan változtak az idővel a vizsgálatok céjai és módszerei.

Az édesvízi mészkövek első hazai leírása egy Townson nevű angol utazó nevéhez fűződik, aki fosszilis csontokat írt le a Tatai Porhanyó-bánya édesvízi mészkövéből (Townson 1797 in Vértes 1964a). Kis (1818) szintén a Porhanyó-bányából említ óriási méretű elefántcsontokat a fluviális homokból, és Schafarzik (1904) is említést tesz a kőfejtő mészkövéről. Az ősember telephelyét a travertínó rétegek közötti löszben Kormos (1909, 1912) fedezte fel és emelett számos gerinces és csigafajt is leírt a szintén nagy számban előkerülő kőszeközön kívül. Az 1860-as évekből származik Kubinyi (1863) tanulmánya, aki az „Óbudakisczelli mésztuff”-ban talált csontokról és békateknőkről írt. Az egyik legkiválóbb magyar geológus, **Szabó József** is foglalkozott az édesvízi mészkövekkel (Szabó 1863, 1879) és felismerései mintegy megalapozták a 20. századi, a Duna-terasz és az édesvízi mészkő szintek korolásával foglalkozó kutatásokat. Az ország jelenlegi területén kívül is történtek hazai vizsgálatok. Staub (1893) a gánóczi, Staub (1985) a borszéki előfordulásokat vizsgálta, Szontágh (1908) pedig a Szlovákia területén található előfordulásokat írta le.

A 20. század elején Koch (1899), majd később Liffa (1904, 1907, 1909), Kormos (1909, 1912, 1915), Sümeghy (1924), Ferenczy (1926) Schafarzik (1904, 1926, 1928), Schafarzik és Vendl (1929) és Schafarzik *et al.* (1964) tett említést a termális források által táplált mésztufákról. Schréter (1912a,b) a mésztufák mellett elsőként írt le forráskúpokat a Budai-hegységben és később Kormos Tivadarral együtt (Kormos és Schréter 1916) majd önállóan is (Schréter 1953) részletes leírással szolgált a Budai-hegység és a Gerecse peremi édesvízi mészkő előfordulásairól. Kiváló megfigyelései révén munkássága a mai napig alapját képezi a haza édesvízi mészkövekkel foglalkozó kutatásoknak. Vigh (1925) írta le először a Központi-Gerecse belső részének édesvízi mészköveit. Noszky (1925) Schréterrel már emlí-

tést tett a pesti oldalon „levantei forrásmeszekről”, amelyek a hegytető sapkáját alkotó felső-pannon (*Unio Wetzleri szinti*) „homokkő és agyagkomplexus” fedőjében fordultak elő. Kormos (1925) később a süttői forrásmész-kő faunáján végzett megfigyeléseket. Kéz (1933) a budai Várhegy teraszkvacsairól közölt tanulmányt. Kadič (1942) főként a budapesti barlangok leírása kapcsán érintette az édesvízi mészköveket, míg Cholnoky (1914, 1940) nevéhez többek között a tetarata gátas modell hazai bevezetése fűződik. Horusitzky (1923, 1939) földtani térképén sok édesvízi mészkő előfordulást tüntetett fel. Mottl (1942, 1943) a hazai ó- és újpleisztocén folyóteraszok emlősfanáját vizsgálta. A Gerecse magas teraszaival és a Dunántúli-Középhegység karsztvizével Szádeczky-Kardoss (1939, 1941, 1948) foglalkozott.

Jakucs (1950) a Budai-hegység hidrotermáiról jelentetett meg tanulmányt. Bognár (1959) a Budapest környéki édesvízi mészkőképződmények üledékföldtani vizsgálatát hajtotta végre. A hazai geomorfológiai kutatások kiemelkedő alakja Pécsi Márton volt, aki a magyarországi Duna-völgy kialakulásának tanulmányozása (Pécsi 1959) mellett nagy számú értékes megfigyeléssel gazdagította a hazai irodalmat. Munkásságának részeként az édesvízi mészkövekkel is foglalkozott és számos korvizsgálat megszervezése és végrehajtása fűződik a nevéhez (Pécsi 1973, Pécsi és Osmond 1973, Pécsi és Pevzner 1975, Pécsi *et al.* 1982, 1988, 1994; Pécsi 2001).

Kretzoi Miklós hosszú és sikeres pályafutása alatt a gerinces faunára irányuló vizsgálatait az édesvízi mészköveket is érintették (Kretzoi 1953, 1955, 1959, 1964, 1978, 1980; Kretzoi és Vértes 1964, 1965, 1969, Kretzoi és Dobosi 1990). Pannon-medence pliocén-pleisztocén fejlődésével és kronológiájával Kretzoi és Pécsi (1979, 1982) foglalkozott.

Vértes (1964a) a tatai Porhanyó-bánya mészkövről és paleolit telepéről készített monográfiájában számos tanulmány vizsgálta különböző szempontok szerint az édesvízi mészköveket. Boros (1964) és Pavletić (1964) az algákat és a mohákat, Budó és Skoflek (1964), majd később Skoflek és Budó (1968), valamint Skoflek (1990) a növénymaradványokat, Járai-Komlódi (1964, 1973), Járai-Komlódi *et al.* (1964) a polleneket, Opauszky *et al.* (1964) a stabil oxigén izotópokat vizsgálta. A tatai édesvízi mészkő üledékképződési környezetének rekonstruálásában még részt vett többek között Kretzoi (1964), Kriván (1964b), Krolopp (1964), Mihályi-Lányi (1964), Rózsavölgyi (1964), Stieber (1964), Végh és Viczián (1964), Vértes (1964a,b) és Kretzoi és Vértes (1964), de Vries és de Waard (1964).

Jánossy (1961, 1979, 1986), valamint Jánossy és Krolopp (1981) a gerinces faunák vizsgálatával járult hozzá a hazai pleisztocén megismeréséhez. Kriván (1964a,b) az erózióbázis feletti édesvízi mészkövek földtani vizsgálatának elvi alapjait ismertette. Barabás (1965) készletszámítási feladatokat végzett. Horusitzky (1939) földtani térképe mellett szintén jelentős Szentes *et al.* (1968) térképe. Wein (1977) is szót ejtett az édesvízi mészkövekről a Budai-hegység tektonikájáról szóló tanulmányában. Schwarcz és Latham (1980) radiometrikus kor meghatározást végzett Vérteszölösön.

Krolopp Endre a hazai pleisztocén mészkőzetek molluszkafaunáját vizsgálta és az eredményekről számos publikációt közölt (pl. Krolopp 1961, 1964, 1965a,b, 1969, 1973, 1977, 1978, 1983, 1990, 1995, 2003, 2004; Krolopp *et al.* 1976, 1989).

Alföldi *et al.* (1968) Budapest hévízeivel, Alföldi *et al.* (1977) pedig a hazai karbonátos hévíztárolók hidrogeológiai jellemzőivel foglalkozott, míg Hevesi Attila (1970, 1972) elsősorban a Bükk mélyvíz képződéséről készített tanulmányokat.

Scheuer Gyula hidrogeológus, a hazai édesvízi mészkő kutatás kiemelkedő jelentőségű alakja szintén a 60-as években végezte első vízföldtani vizsgálatait (Scheuer 1964, 1967, Scheuer és Szász 1967) és a 70-es, 80-as évek során Schweitzer Ferencsel közös publikációk sorát készítette, elsősorban hidrogeológiai, geomorfológiai szempontból vizsgálva a hazai és külföldi édesvízi mészkőelőfordulásokat (Scheuer és Schweitzer 1970a,b, 1971, 1972, 1973, 1974a,b, 1977, 1978a,b, 1979, 1980a,b, 1981a,b,c, 1983a,b,c, 1984a,b,c, 1985a,b,c,d, 1986a,b,c,d,e,f, 1987a,b,c, 1988a,b,c, 1989a,b,c, 1990, 1993, 1994). A Budai-hegységben és a Gerecsében végzett vizsgálataik eredményeit az 1988-as monográfiájukban (Scheuer és Schweitzer 1988c) tették közzé. Szőőr *et al.* (1992) és Scheuer *et al.* (1993) a magyarországi kvarter és neogén édesvízi mészkővek termoanalitikai és izotópeokémiai elemzését végezte el. Scheuer Gyula cikkek sorát készítette a 70-es évektől egészen napjainkig (Scheuer 1975, 1984, 1986, 1994, 1995a,b, 1996a,b,c, 1997, 1999a,b,c, 2000, 2002a,b, 2003b, 2004a,b,d, 2005, 2006, 2007a,b, 2008b), és a külföldi édesvízi mészkő előfordulások bejárása során gyűjtött tapasztalatait saját kiadású kötetekben is közzé tette (Scheuer 2001, 2003a, 2004c, 2008a). Schweitzer Ferenc munkássága nem csak az édesvízi mészkővel kapcsolatban (Schweitzer és Pécsi 1979, Schweitzer és Scheuer 1995, Schweitzer 1997, 1988, 2002a,b) érdemel említést, hanem egyéb üledékek, pl. a pliocén vörös agyagok kutatását illetően is (Schweitzer és Szőőr 1997). Kiváló terepi megfigyeléseik, kiemelve a gerecsei és budai-hegységi előfordulások katasztrerezését, nélkülözhetetlen alapot szolgált a jelen munkában elvégzett petrográfiai és geokémiai vizsgálatokhoz.

A 80-as években a közetmechanikai vizsgálatok (pl. Szlabóczky 1982) is jelentős hangsúlyt kaptak, a számos készletszámítási feladattal (Scheuer és Schweitzer 1983c, 1985b, 1986a,b) együtt. Deák József a termálvizek radiokarbon korolását (Deák 1989a,b) végezte el, és a felszín alatti vizek utánpótlódását határozta meg izotópos módszerekkel, de édesvízi mészkőveken is végzett stabilizotópos elemzéseket. Vitális és Hegyi (1973, 1974, 1982) és Vitális (1982) a Dunazug-hegység környékének hidrotermális tevékenységével, hévízeinek vízföldtanával, és a Budapest térségi édesvízi mészkővek genetikájával foglalkozott. Kraft *et al.* (1986) a Mecsek környéki forráslerakódásokat vizsgálta. Kovács és Müller (1980) a Budai-hegység hévízes tevékenységéről közölt tanulmányt, Krausz (1983) a Budai-hegység hévízes barlangjainak fejlődéstörténetével foglalkozott, Müller (1989) pedig Magyarország hidrotermális paleokarsztjáról készített publikációt.

A Kretzoi és Dobosi (1990) által a vértesszőlősi előember telepről szerkesztett monográfiában szintén számos tanulmány érintette az édesvízi mészköveket. Cherdintsev és Kazachewski (1990) édesvízi mészkövek radiometrikus korát határozta meg Vértesszőlősen, Latham és Schwarcz (1990) paleomágneses, Osmond (1990) pedig U/Th sorozatos korméréseket végzett. Diebel és Pietrzeniuk (1990) pleisztocén osztrakodákat írt le, Járai-Komlódi (1990) pedig pollen-statisztikai leírásokat végzett Vértesszőlősen.

Az elmúlt 10-15 évben számos diplomamunka foglalkozott részletesen az édesvízi mészkövekkel. A sort Bakacsi (1993) és Bakacsi *et al.* (1994) nyitotta meg a süttői édesvízi mészkő részletes szedimentológiai vizsgálatával, amit Kovács (1995) budakalászi, szintén szedimentológiai tárgyú esettanulmánya követett. Az újabb tanulmányokra a 2000-es évek elejéig kellett várni. Nagy (2002) szakdolgozata ismételten a süttői kőfejtők mészkövét tárgyalta, míg Siklós (2003) a dél-vértesi karbonátos kúpokkal, Kele (2003) pedig a budakalászi édesvízi mészkő részletes szedimentológiai és stabilizotóp-geokémiai vizsgálatával foglalkozott. Veres (2007) a Rudas-fürdő holocén-recens travertínóját vizsgálta részletesen, stabilizotóp-geokémiai eszközöket is alkalmazva. A fentiekén kívül még születtek új eredmények tudományos diákköri dolgozatok keretei között, amelyekre hely hiányában nincs lehetőség kitérni.

Horváth *et al.* (1990) az egerszalóki termálkutakat vizsgálta, Hertelendi és Svingor (1996) pedig szén- és oxigénizotópos elemzéseket hajtottak végre az egerszalóki édesvízi mészkövön. Lénárt László (Lénárt 2004, Lénárt *et al.* 2007) a Bükk-hegység és Egerszalók környékének hidrogeológiáját tanulmányozta részletesen. Leél-Össy Szabolcs elsősorban a budai barlangok fejlődéstörténetével és képződményeivel foglalkozott (Leél-Össy 1995, 1997; Leél-Össy és Surányi 2003). Eröss *et al.* (2006a,b), valamint Eröss és Mádl (2007) a Budai Termálkaszti hidrogeológiáját tanulmányozta. A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészköveivel Török Ákos foglalkozott részletesen (Török *et al.* 1998), amit a Budai Vár-hegy édesvízi mészkövének fácieselemzése (Török 2003) és diszítőkőként való vizsgálata követett (Török 2004, 2008). Korpás László paleokarsztokat érintő tanulmányai (Korpás 1998, 2000; Korpás *et al.* 2002, Lantos *et al.* 2000, stb.) során kapcsolódott be a hazai édesvízi mészkőkutatásokba és a Magyar Állami Földtani Intézet kutatóival közösen 7 db lelőhely (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Vértesszőlős, Dunaalmás, Süttő, Tata, Les-hegy) 10 db szelvényének részletes szedimentológiai, ásvány-kőzettani, geokémiai és geokronológiai vizsgálatát végezte el egy OTKA pályázat (Korpás 2003a, b) keretei között, valamint a budai Vár-hegy travertínójának részletes feldolgozását is végrehajtotta (Korpás *et al.* 2003, 2004, Lantos *et al.* 2000). Peregi és Korpás (2002) felső-krétának feltételezett forráskúpokat térképezett a Vértesszőlőből, és a képződmények geokémiai vizsgálatát Siklós *et al.* (2006) publikálta. Bajnóczi *et al.* (2003) a Buda-Várhegy paleotalaj rétegeinek stabilizotópos vizsgálatát hajtotta végre. Kele (2003) és Kele *et al.* (2003) a budakalászi édesvízi mészkő, Kele *et al.* (2006) a tatai Porha-

nyó-bánya édesvízi mészkővének szelvény szerinti izotópos vizsgálatát végezte el, míg Kele *et al.* (2004c,d, 2008) az egerszalóki édesvízi mészkő és termálviz szelvények menti részletes (és szezonális) petrográfiai és geokémiai vizsgálatát hajtotta végre.

Földvári *et al.* (2003) Budai-hegységi édesvízi mészkőelőfordulásokon végezett termoanalitikai elemzéseket. Hajnal Géza hidrogeológiai vizsgálatai a Vár-hegy édesvízi mészkő képződményeire irányultak (Hajnal 2001, 2002a,b). Lantos Miklós (2004) az ÉK-Dunántúli negyedidőszaki édesvízi mészkő szelvények magnetosztatográfiai vizsgálatával elért eredményeit közölte, míg Kovács-Pálffy és Földvári (2004) az említett édesvízi mészkövek ásványos összetételét tárgyalta.

Nádor és Sásdi (1991) a Budai-hegység paleokarsztjának fejlődéstörténetével foglalkozott, míg Nádor *et al.* (2007) a tektonika és a klíma folyóvízi üledékképződésre gyakorolt hatását vizsgálta. A Magyar Állami Földtani Intézet térképezési munkáihoz kapcsolódva Sásdi László a Pilis-hegység (Sásdi 2000) és a Gerecse (Sásdi 2004) karsztjának földtani fejlődéstörténetét vázolta és közben új megfigyelésekkel járult hozzá az édesvízi mészkövek keletkezéséhez (Sásdi 2003, 2005).

Az utóbbi évek egyre szélsőségesebb klímája arra ösztönözte a kutatókat, hogy megértsék a klímaváltozások okait, hiszen csak ennek ismeretében modellezhetőek a jövőbeli klímaváltozások. A geológusok a múlt klímájának változásait, nagyobb méretű globális változások (pl. kihalási események) jeleit keresik a különböző rétegsorokban és a geológiai képződmények (cseppkövek, édesvízi mészkövek, korallzátonyok stb.) geokémiai vizsgálatával, kormeghatározásával remélhetőleg közelebb kerülünk a klímaváltozások természetének, törvényszerűségeinek megértéséhez. Mindezeknek megfelelően az édesvízi mészkövek az utóbbi években újra a kutatások középpontjába kerültek. Az „ÉK-Dunántúli negyedidőszaki mészkövek szedimentológiája és kronológiája” elnevezésű 2002-ben megrendezett konferenciát a 2004-es szintén hazai rendezésű „Climatic and tectonic controls on travertine formation: the case of the Pannonian Basin” elnevezésű rendezvény követte, ami után az első hivatalos, csak édesvízi mészkövekkel foglalkozó „1st International Symposium on TRAVERTINE” (Pamukkale Egyetem, Denizli, Törökország, 2005) következett.

A legújabb, édesvízi mészköveket is érintő munkák földrajzos, geomorfológus kutatók tollából születtek (Ruszkiczay-Rüdiger 2004, Gábris 2007, Gábris és Nádor 2007). Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* (2005a,b,c) többek között rámutatott a hagyományos teraszrendszer bizonytalanságára, és ³He kitértéségi kor mérések alapján becsülte a Duna bevágódásának (így a középhegység kiemelkedésének) maximális sebességét (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* 2005a,b,c, Ruszkiczay-Rüdiger 2007), felhasználva a szórványos, de közel sem elégséges számú rendelkezésre álló édesvízi mészkő koradatot. Az egerszalóki termálviz és édesvízi mészkő geokémiai vizsgálatát Kele *et al.* (2008a,b) végezte el, és vont le az édesvízi mészkövek képződésére vonatkozó, általános érvényű következtetéseket.

A fenti összefoglalókból is látható, hogy rendkívül széles a hazai, édesvízi mészkövekkel foglalkozó szakirodalmak skálája. A sok vizsgálat ellenére azonban a hazai édesvízi

mészkövek átfogó és részletes petrográfiai, fő-, nyomelem-, és stabilizotóp geokémiai vizsgálata, és az előfordulások többségének radiometrikus kormeghatározása mind a mai napig váratott magára. A dolgozat keretei között elvégzett vizsgálatok ezt az űrt kívánják betölteni és a korábbi irodalmak áttanulmányozását követően felvetődött kérdésekre keresnek választ.

II. 5. Édesvízi mészkövek kormeghatározási módszerei

A kormeghatározások két nagy csoportja az *abszolút* és a *relatív* korokat adó módszerek. Az abszolút módszerek közé sorolandóak a radiometrikus vizsgálatok, a termo lumineszcens (TL) és optikai lumineszcens (IRSL) elemzések, az ESR (elektronspin-rezonancia) vizsgálatok, valamint a varv- és dendrokronológia. A relatív módszerek közé tartoznak a lito- és biosztratigráfiai módszerek, a paleomágneses és stabilizotópos vizsgálatok.

A kormeghatározás szempontjából a legelterjedtebb módszerek a travertínók körében a radioaktív izotópos mérések és a biosztratigráfia (Pentecost 2005). Utóbbinak kalibrálására általában radiometrikus módszerekkel történik. Leggyakrabban a ^{14}C és az ^{234}U bomlását használják, amelyek segítségével nagyjából 30 000, illetve 400 000 évig korolhatók az üledékek. Az esetleges szennyezések és a diagenezis azonban sokszor meglehetősen nagy mérési hibát okozhatnak (Schwarz 1990), és akár meg is akadályozhatják a mérést. Fontos tehát, hogy az U/Th mérésekhez autochton (szálban álló), szennyezésektől mentes mintát kell találni, ami a megfelelő mennyiségben tartalmazza a mérendő izotópokat.

Kronosztratigráfiai módszerek csak olyan üledékek esetén használhatók, amelyek jelentősebb fosszília csoportot, vagy egyéb (pl. régészeti) maradványokat tartalmaznak. Egyéb technikák, mint pl. az ESR és a termolumineszcens módszerek használhatósága korlátozottabb. A dolgozat **DVD-2-4.melléklete** tartalmazza az édesvízi mészkövek kormeghatározása során alkalmazott legfontosabb módszerek rövid bemutatását.

II. 5.1. Édesvízi mészkövek kormeghatározásainak hazai irodalma

A hazai édesvízi mészkövek korvizsgálata elsősorban geomorfológiai, radiometrikus, paleomágneses, biosztratigráfiai, régészeti, és geokémiai vizsgálatokkal történt. A következő fejezet röviden bemutatja a hazai szinten alkalmazott módszereket és az eddig elvégzett korvizsgálatok eredményeit is.

II. 5.1.1. Geomorfológiai vizsgálatok

A pliocén vagy levantei és a fiatalabb, negyedidőszaki travertínókat már Szabó József (Szabó 1879), majd Kormos (1912, 1925), Kormos és Schréter (1916), Schafarzik és Vendl (1929), és Schréter (1953) is elkülönítette. A travertínó képződését először Schafarzik és Vendl (1929) hozta kapcsolatba az Ős-Duna erózióbázis szintjének fokozatos süllyedésével

és az így képződött teraszokkal. Kéz (1933) és Pécsi (1959) tovább finomították a Duna-terasz elméletet. Pécsi (1959) felismerte, hogy a folyóvízi teraszokra (geomorfológiai szintekre) települő rétegsorok kialakulásának relatív kora párhuzamosítható, így a folyóvízi teraszok sok helyütt (pl. Gerecse) a negyedidőszaki fejlődés alapját szolgáltatták (Scheuer és Schweitzer 1988c). A Duna-teraszok kora és a rajtuk települő édesvízi mészkövek kora egymással szoros kapcsolatban áll. Mivel az édesvízi mészkövek korára vonatkozóan csak szórványosan, vagy egyáltalán nem álltak rendelkezésre adatok, így korukra közvetett úton, a Duna-teraszok korából következtek. A teraszok korát Pécsi (1959) geológiai, geomorfológiai, paleontológiai, valamint korábbi irodalmi adatok alapján határozta meg. Figyelembe vette az édesvízi mészkő és löszösszletek sztratigráfiai jelentőségét, a krioturbációs jelenségek glaciálisoként különböző típusait és felismerte, hogy a nem glaciális szakaszok alatt felhalmozódott teraszkavicsok görgetettsége magasabb a glaciálisok alatt lerakódottakénál (Pécsi 1964). A kvarter és az idősebb kavicsok egymástól való elkülönítését és főbb közettani jellemzőit Jámbor (1993) foglalta össze. A geomorfológiai és biosztratigráfiai módszerek együttes alkalmazásával Pécsi (1973) megteremtette a teraszfejlődés iskoláját, amit később tanulmányok széles sora követett a témában (Pécsi *et al.* 1982; Scheuer és Schweitzer 1971, 1981a, 1988c; Schweitzer 2002a,b, stb.). Az idézett szerzők felismerték, hogy a travertínoképződést a fokozatosan süllyedő erózióbázis szintje és a hozzá kapcsolódó geomorfológiai felszínek, teraszok szabályozzák.

II. 5.1.2. Radiometrikus vizsgálatok

A ^{14}C , U/Th és ESR vizsgálatok az abszolút kronológiai módszerek közé tartoznak, így számszerű, direkt információt nyújthatnak a képződmények koráról. Az abszolút kronológiai módszerekkel nyert adatok előnye, hogy összevethetőek az abszolút kronológiai időskálával, lehetővé téve a globális skálákkal, eseményekkel történő korrelációt.

Az első hazai radiometrikus vizsgálatok de Vries és de Waard (1964) nevéhez fűződnek: a tatai Porhanyó-bánya kultúrrétegéből és a fedő édesvízi mészkő rétegből származó faszénen végzett ^{14}C méréseik 33,6±1,1 ky és 55 ±2,5 ky korokat eredményeztek. A későbbiekben Scheuer és Schweitzer (1988c) szintén közölt még ^{14}C eredményeket a terasz-fedő löszösszletek fosszilis talajából. A tli teraszszint (a Duna és a Tata folyó magas ártere, 5-6 m-rel a Duna szintje felett), korát ^{14}C mérések alapján a Budai-hegységben 9500 év, a Gerecsében a teraszkavicsból előkerült fatörzs ^{14}C vizsgálata alapján 11 850 ± 10 év (óholocén) korúnak határozta meg Kretzoi és Pécsi (1982).

Pécsi Márton a 70-es évek elején külön munkacsoportot alakított a biosztratigráfiai leletekkel rendelkező geomorfológiai szintek kormeghatározására (Scheuer és Schweitzer 1988c) és hazai képződményeken elsőként Pécsi és Osmond (1973) publikált adatokat a gerecsei és a budai-hegységi teraszokat befedő édesvízi mészkövek radiometrikus, U/Th módszerrel mért koráról.

A tatai édesvízi mészkövön számos korvizsgálat készült: a tatai képződmény U/Th mérései 98 ± 8 , 78 ± 5 , 88 ± 31 , 88 ± 44 , 172 ± 43 , 172 ± 74 , $99,4$, 101 ± 12 , 109 ± 15 , 113 ± 5 , 120 ± 6 ky korokat eredményeztek (Schwarcz és Skoflek 1982, Hennig *et al.* 1983a; Scheuer és Schweitzer 1988c), míg az ESR mérések 81 ± 16 ky kort határoztak meg (Schwarz és Skoflek 1982; Hennig *et al.* 1983; Scheuer és Schweitzer 1988c). A dunaalmási és vértesszőlősi édesvízi mészkövek kormeghatározásával szintén számos szerző (Osmond 1990, Oakley 1990, Cherdintsev és Kazachewski 1990, Schwarz és Latham 1984) foglalkozott.

U/Th sorozatos és ESR korvizsgálatok elszórtan a Budai-hegységben is készültek (Pécsi 1973, Hennig *et al.* 1983a, Scheuer és Schweitzer 1988c, Schwarcz és Latham 1990). A tIIb (második ármentes) terazon található 120 m tszf-i magasságon elhelyezkedő, T2 édesvízi mészkő szinthez tartozó Bécsi úti (Shell) előfordulás korát Pécsi és Osmond (1973) $60\text{--}70\pm 20$ évesnek határozta meg U/Th vizsgálatok segítségével. A tIII. teraszszinten települő T3 édesvízi mészkőszintből (Kiscelli-fennsík) U/Th mérésekkel a Budai-hegységben 175 ky kort mértek (Kretzoi és Pécsi 1982). Wein (1977) szerint a Budai-Vár-hegy mészköve a mindél végén, a riss elején keletkezett, és radiometrikus kormeghatározás alapján 190 ky korú. Szintén a Budai-Várhegyen, az Ördög-árok tIV. teraszán települő mészkő U/Th kora 358 ky (Henning *et al.* 1983a, Scheuer és Schweitzer 1984c).

A gerecsei és a budai-hegységi édesvízi mészköveken mért koradatok részletes tárgyalását, az új U/Th mérések eredményeivel való összehasonlítását és a Duna-teraszokkal való kapcsolatát a Diszkusszió c. fejezet tartalmazza.

II. 5.1.3. *Paleomágnese vizsgálatok*

Scheuer és Schweitzer (1988c) M.A. Pevznerrel és Márton Péterrel közösen végzett paleomágnese méréseket az idősebb teraszokon és a rájuk települt édesvízi mészkő iszap és agyagmintáin. A vértesszőlősi és buda-vár-hegyi előfordulást a normális polaritás alapján a Brunhes kronba, míg a Dunaalmásit a fordított polaritása alapján a Matuyama kronba helyezte Scheuer és Schweitzer (1988c), valamint Latham és Schwarz (1990).

Lantos Miklós az ÉK-Dunántúli negyedidőszaki édesvízi mészkő szelvények közül a Süttő-Haraszti-kőfejtő, Dunaalmás, Les-hegy, Buda-Vár-hegy, Budakalász, Vértesszőlős és Tata édesvízi mészkővének magnetosztatográfiai vizsgálatát hajtotta végre (Lantos *et al.* 2000, Lantos 2004, Korpás *et al.* 2003) és két nagyobb képződési szakaszt jelölt ki az édesvízi mészkövekre. Az általa idősebbnek tekintett dunaalmási, süttöi és les-hegyi szelvényeket a Matuyama kron C2n anomáliájához, míg a fiatalabbnak gondolt Buda-Vár-hegy, Budakalász, Vértesszőlős és Tata édesvízi mészkövet a Matuyama kron Jaramillo eseménye és a Brunhes kron közepének fordított anomáliája közé teszik.

Összességében a paleomágnese módszer az egyetlen módszer, amellyel megkísérelhető az idősebb (akár több millió éves) édesvízi mészkő kormeghatározása, bár a magnetosztatográfiai skálával történő egyeztetés és az értelmezés sokszor nem egyértelmű.

II. 5.1.4. Egyéb módszerek

Jánossy (1979, 1986) részletes gerinces **biosztratigráfiai zonációt** dolgozott ki, amit Kordos (1994) vértesszőlősi munkája követett. Krolopp gastropoda zonációt hozott létre, hangsúlyozva a molluszka-fauna jelentőségét az édesvízi mészkő kutatásban (Krolopp 2004). A biosztratigráfiai vizsgálatok mellett számos **régészeti tanulmány** készült a tatai, vértesszőlősi (Vértes 1964a,b, Krolopp *et al.* 1976, Kretzoi és Dobosi 1990, Dobosi 2003), valamint Budai-hegységi édesvízi mészköveken (Horváth *et al.* 2008).

Hazai szinten Korpás *et al.* (2003) próbálta meg a Buda-Vár-hegy édesvízi mészkövein mért **stabil oxigénizotópos** adatsor **illesztését** Shackleton *et al.* (1990) globális oxigén izotóp skálájához. Az ötlet jó volt, de pontos koradatok hiányában nem vezethetett sikerre. A stabilizotópos összetétel mellett a fő- és nyomelem összetételt is próbálták felhasználni édesvízi mészkövek korának meghatározására. A Peregi és Korpás (2002) által felső-kréta korúnak valószínűsített vértési karbonátkúpok korát például Siklósy *et al.* (2006) a geokémiai összetételük alapján a felső-krétának írta le. Utóbbi megállapítást földtani érvekre hivatkozva Fodor *et al.* (2008) cáfolta, a pliocén(?) -kvarter idejére helyezve az említett kúpok képződését.

II. 6. Az édesvízi mészkövek szedimentológiájának paleoklimatológiai jelentősége

A geokémiai vizsgálatok fontosságának hangsúlyozása mellett nem szabad elfeledkezni az édesvízi mészkövek szedimentológiai bélyegeinek jelentőségéről sem a paleoklíma kutatása során. Az édesvízi mészkövek időbeli és térbeli jelenléte, illetve hiánya (elterjedése) már önmagában is klímajelző, azonban az előfordulások szedimentológiai vizsgálata szintén érdekes klimatikus és paleokörnyezeti információkkal szolgálhat.

Az édesvízi mészkő szelvényekben előforduló réteg (szín és üledék) váltások, közbe-települések (Kálvária-tető, **2-4. ábra**), üledékképződési hiányok jelenlétéből a klíma hirtelen megváltozására, a vízhozam csökkenésére, illetve növekedésére következtethetünk. A mészkőösszleteket tagoló üledékek közül kiemelt jelentőségűek az eltérő éghajlati adottságok mellett képződött lösz (pl. Süttő, **2-5. ábra**), homokos lösz, homok, paleotalaj (pl. Dunaalmás) és paleolit telepek (pl. Tata, Porhanyó-bánya).

Ezek a klímajelző üledékek (a flóra és fauna maradványokkal együtt) például a cseppkövekből teljesen hiányoznak, pedig éppoly fontos információkat hordoznak, mint a geokémiai vizsgálatok. A hűvös klímára utaló növénymaradványok például jelzik, hogy az édesvízi mészkövek képződése nem csak a meleg, csapadékos klímára jellemző.



2-4. ábra: A klímaváltozásra utaló homokkő betelepülések a Kálvária-tető kőfejtő rétegsorában (Budai-hegység).



2-5. ábra: A Süttő, Hegyháti-kőfejtő édesvízi mészkövet vastag löszréteg fedí.

Scheuer és Schweitzer (1988c) háromféle köztípus különített el a közbezárt üledékkal való kapcsolat alapján. Az első típusba a nagy vastagságú, tömör, egységes kifejlődésű édesvízi mészkövek tartoznak. Ezek az üledékek meleg, kiegyensúlyozott éghajlati feltételeket jeleznek és feltehetően periglaciális, interglaciális képződeménynek tekinthetők. A második típusban már megjelennek a különböző vastagságú mészkőpadokat tagoló egyéb üledékek, löszök, paleotalajok, futóhomok, folyóvízi és deluviális üledékek, amelyek a mészkőképződés időszakos (klimatikus okokból történő) megszakadását jelzik. A harmadik típusban az édesvízi mészkő szerepel vékonyabb padokként, betelepüléseként a löszben, illetve futóhomokban annak jeleként, hogy a mészkőképződés feltételei csak időszakosan álltak fenn. Ezek a mészkő betelepülések a kedvezőtlen (hideg vagy meleg) száraz éghajlaton belüli csapadékosabb fázisokat jelzik. A laza üledékek nem egyforma valószínűséggel őrződnek meg egy nagyobb tóban, egy tetarata medencében, vagy éppen egy forráskúp környezetében. Scheuer és Schweitzer (1970a) részletesen vizsgálta az édesvízi mészköveken belül előforduló deluviális, eolikus, proluviális üledékeket, paleotalajokat. A szél által szállított eolikus üledékek a hideg, száraz, periglaciális klíma alatt képződtek.

Andrews *et al.* (2000) kutatásai mutattak rá arra, hogy turbulens rendszerek (pl. vizesések) karbonátos üledékei különösen alkalmasak a paleoklimatológiai vizsgálatokra, amiből az következik, hogy az édesvízi mészkövek klíma-jelző szerepe nagymértékben függ az előfordulás közvetlen környezetétől, az édesvízi mészkő genetikájától. Klíma-, illetve csapadékjelző szerepe lehet az édesvízi mészkő előfordulások **morfológiájának és elhelyezkedésének** is. Pedley *et al.* (1996) és Drysdale *et al.* (2003) megfigyelte, hogy bővebb vízhozam és fokozottabb forrástevékenység esetén az édesvízi mészkövek a forráskifolyási ponttól távolabb képződnek, így elhelyezkedésük már önmagában is jelezheti a csapadékos időszakokat.

Az édesvízi mészkövek sokszor nagy mennyiségben tartalmaznak flóra és fauna maradványokat, amelyek fontos paleokörnyezeti információkat hordozhatnak. A fosszilis fauna, főként a gerincesek (Kordos 1979, 1994) és a molluszkák (Krolopp 1983, 2004) az egykori üledékképződési környezet és klíma kiváló indikátorai. Krolopp (2004) megfigyelte, hogy a

molluszkák mérete a víz hőmérsékletével változik, így alkalmas lehet az édesvízi mészkőképződés hőmérsékleti viszonyainak a becslésére. A pollenek (Járai-Komlódi 1964, 1990, Kele *et al.* 2006) és a növényi fossziliák szintén fontos klímajelzőnek számítanak az egykori felszíni vegetáció maradványainak megőrzésével.

II. 7. Az édesvízi mészkövek izotópos összetételének jelentősége

Az édesvízi mészkövek $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei alkalmasak a múltbeli hőmérsékleti és csapadékviszonyok rekonstruálására (pl. Pazdur *et al.* 1988), annak ellenére, hogy előfordulhat, hogy a karbonát képződése stabilizotóp-geokémiai szempontból nem-egyensúlyi viszonyok között történt (Kele *et al.* 2008). A száraz klímán képződő édesvízi mészkövek stabilizotópos összetétele karakterisztikusan elkülönül azokétól, amelyek jóval csapadékosabb körülmények között képződtek, bár az eredeti izotópos összetételt a diagenezis is módosíthatja. A karbonátok fluid zárványainak δD izotópos vizsgálata közvetlen információkkal szolgálhat az egykori csapadékvíz összetételéről, míg a kőzetek szervesanyag tartalma a felszíni vegetáció és talajtípus megváltozására utalhat.

A kalcit $\delta^{13}\text{C}$ értékének megváltozását a víz forrásának, vagy a kalcitkiválás módjának megváltozása okozhatja, de jelezheti a talaj aktivitás, a növényzet (pl. **C3 és C4 növények**) produktivitásának megváltozását is, utalva a párolgás mértékére és a hőmérsékletre. Andrews *et al.* (1994) vizsgálatai kimutatták, hogy az édesvízi mészkövek $\delta^{18}\text{O}$ értékek növekedésével párhuzamosan a $\delta^{13}\text{C}$ értékek csökkentek, ami **talaj CO_2 komponensének** nagyobb mértékű hozzáadódására (a talaj megnövekedett biológiai aktivitására) utal a melegebb periódusok idején. A talaj CO_2 komponens nagyobb mértékű hozzáadódását (ami csökkenti az átlagos $\delta^{13}\text{C}$ értéket) ellensúlyozhatja a növekvő vízi **fotoszintézis**, ami az oldott karbonát $\delta^{13}\text{C}$ értékét növeli. A helyzetet pedig esetlegesen tovább bonyolíthatja a növényzet típusának megváltozása. Előfordulhat ugyanis, hogy az alacsonyabb $\delta^{13}\text{C}$ értékkel rendelkező C3 növényeket az izotóposan nehezebb C4 növények válthatják fel, így növelve a talaj szén-dioxid tartalmának $\delta^{13}\text{C}$ értékét (Dorale *et al.* 1993).

Ha a stabilizotópos összetételt egyéb geokémiai jelekkel vetjük össze, akkor szintén érdekes összefüggésekre bukkanhatunk. Garnett *et al.* (2004) például jelentős korrelációt figyelt meg az Egyesült Királyság területén található holocén édesvízi mészkövek $\delta^{13}\text{C}$ összetétele, valamint Mg/Ca és Sr/Ca aránya között, amiből olyan indirekt klímainformációk vonhatóak le, mint pl. a **víz felszín alatti tartózkodási ideje**, illetve annak változása.

Annak ellenére, hogy számos tényező befolyásolhatja az édesvízi mészkövek $\delta^{18}\text{O}$ értékét, az általános nézet szerint a **legnagyobb hatása a klímának (a hőmérsékletnek) van** (Ford és Pedley 1996). A **meleg, csapadékos időszakokra a pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékek a jellemzőek**, míg a hidegebb időszakok esetén fordított a helyzet. A karbonátok $\delta^{18}\text{O}$ értékét a mészkövet lerakó víz izotópos összetételén kívül a kiválás hőmérséklete is befolyásolja. Stabilizotópos egyensúly esetén és állandó izotópos összetételű vizet feltételezve megállapítható,

hogy minél magasabb hőmérsékletű vízből válik ki a karbonát, annál alacsonyabb lesz a $\delta^{18}\text{O}$ értéke, és fordítva. A (T) képződési hőmérséklet (paleohőmérséklet) a következő egyenlet szerint számolható izotópos egyensúly esetén (O'Neil *et al.* 1969, Friedman és O'Neil 1977):

$$10^3 \ln \alpha = (2,78 \times 10^6) / T^2 - 2,89 \quad \text{ahol } \alpha = \delta^{18}\text{O}_{\text{karbonát}} + 10^3 / (\delta^{18}\text{O}_{\text{víz}} + 10^3)$$

A karbonát $\delta^{18}\text{O}$ értékét egyensúlyi kiválás esetén tehát a lerakó víz hőmérséklete és izotópos összetétele határozza meg és **1 °C hőmérsékletváltozás a vízben 0,24 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ változásnak felel meg a képződő karbonátban** (Craig 1964, Andrews 2006). Ez azt jelenti, hogy adott esetben a kiválási hőmérséklet szabhatja meg egy édesvízi mészkő $\delta^{18}\text{O}$ értékét és nem a víz eredete. Klímaváltozás esetén 1 °C változás kb. 0,4-0,6 ‰ változást jelent a csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékében. Kele *et al.* (2008) hangsúlyozta a paleohőmérséklet számítások során a forráskilépési pont megtalálásának fontosságát, mivel akár 8 °C eltérést is okozhat a számítások során, ha nem a forráskilépési ponthoz legközelebb eső minta $\delta^{18}\text{O}$ értékével számolunk.

Nem csak a víz oxigénizotópos összetétele, hanem a hőmérséklete is kapcsolatban áll a klímával. Egy adott régió karsztforrásainak hőmérséklete ugyanis tükrözi az éves középhőmérséklet változását. Scheuer (2004d) rámutatott, hogy a pleisztocén szélsőséges klímaváltozásai következtében a karsztvíz hőmérsékletének változása a jelenkori analógiákat felhasználva mintegy 1-3 °C lehetett glaciálisok idején, míg melegebb periódusok alatt a 16-17 °C-ot is megközelíthette. A kalcit $\delta^{18}\text{O}$ értékének megváltozásáért részben a megváltozott léghőmérséklet által a csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ értékében okozott eltolódás áll, de meghatározó szerepe van a mészkövet lerakó víz hőmérsékletének, valamint olyan egyéb környezeti tényezőknek is, mint például a víz párolgása. Így a kalcit $\delta^{18}\text{O}$ értékéből az esőzésekre, a levegő hőmérsékletére és a párolgásra is következtethetünk (Gascoyne 1992). A nagyobb mennyiségű csapadék hatására erősödhet a keveredés a termális (magma és/vagy metamorf) oldott CO_2 komponens ($\delta^{13}\text{C}$ értéke magas), és az alacsonyabb szénizotópos értékkel rendelkező atmoszferikus és biogén eredetű oldott CO_2 -t tartalmazó vizek között. Intenzív **esőzések** idején (főleg az interglaciális és interstadiális periódusokban) tehát az édesvízi mészkövek $\delta^{13}\text{C}$ értéke alacsonyabb, mialatt a glaciálisokban a kevesebb vadózus víz miatt a $\delta^{13}\text{C}$ értékek magasabbak. **A hideg és kevésbé csapadékos klíma nem kedvez az édesvízi mészkövek képződésének.** Ilyenkor a talaj lecsökkent biológiai aktivitása miatt kevesebb biogén CO_2 képződik, és mivel a fotoszintézishez rendelkezésre álló CO_2 is kevesebb, ezért a vízi növények is kevésbé fejlődnek ki. Az alacsonyabb léghőmérséklet miatt az atmoszferikus CO_2 koncentráció is kisebb, valamint a hideg éghajlatra jellemző permafrost típusú talajok elzárják az utat a meteorikus víz cirkulációja elől, így a mészkövet lerakó források vízutánpótlása sem biztosított (Pentecost 2005).

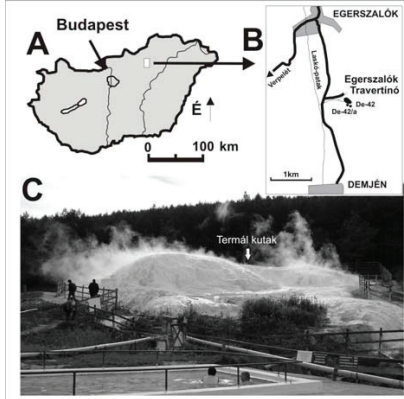
Mindezekből láthatjuk, hogy a **szénizotópos összetétel** indirekt módon és jóval **kevésbé alkalmas az éghajlati változások rögzítésére**, mint az oxigénizotópos összetétel. Fontos leszögezni azonban, hogy az izotópos értékek értelmezése nagy körültekintést igényel és nem tekinthető önmagában a klímaváltozás abszolút jelzőjének.

II. 8. Az édesvízi mészkövek fő- és nyomelem összetételének jelentősége

Az édesvízi mészkövek olyan karbonát üledékek, amelyek több mint 50 %-ban CaCO_3 -ból (kalcitból vagy aragonitból) állnak. Alapvetően a víz kémiai összetételétől, hőmérsékletétől, a CO_2 parciális nyomásától és a kigázosodástól függ, hogy melyik ásvány válik ki. A kalcium vagy karbonát ion helyettesítésén kívül egyéb oldott molekulák és ionok is beépülhetnek a kristályrácsba a hidrotermális vizekből, de folyadékzárványként is csapódhatnak, vagy a kristályok felszínén adszorbeálódhatnak, értékes információt szolgáltatva a mészkőképződés körülményeiről (Pentecost 2005). Az édesvízi mészkövek ásványos összetétele függ a különböző idegen részecskék beépülésétől, valamint a folyóvíz és szél általi, üledékgyűjtőbe történő eróziós behordódástól. Mindezek következtében az autochton és allochton travertínók gyakran különböző összetételű ásványokat tartalmaznak. A járulékos elegyrészek közé tartoznak az autigén komponensek (amelyek az üledékképződés közben és után váltak ki), valamint a detritális, allochton elegyrészek (Pentecost 2005). Az édesvízi mészkövek fő- és nyomelem összetétele fontos információkkal szolgálhat a karbonátot lerakó vizek eredetének elkülönítésével kapcsolatban, de egyes nyomelek, illetve izotópjainak vizsgálata is értékes adatokat őriz. A kalcit Sr-izotópos összetétele paleohidrológiai és hőmérsékleti információkat hordozhat. A kőzetek szervesanyag tartalma a felszíni vegetáció és a talajtípus megváltozására utalhat, míg a kalcit ritkaföldfém és nyomelem összetétele a vízösszetétel és az üledékképződési hőmérséklet változását jelezheti. Mindezek ellenére hazai szinten eddig alig történtek próbálkozások az édesvízi mészkövek nyomelem összetételének meghatározására (Vitális és Hegyi 1982, Korpás *et al.* 2003). A dolgozat **DVD-2-5.mellékletében** az édesvízi mészkövek ásványos és elemi összetételével kapcsolatos irodalmak rövid összefoglalója található Pentecost (2005) és a legfontosabb külföldi munkák alapján.

III. FÖLDTANI HÁTTER

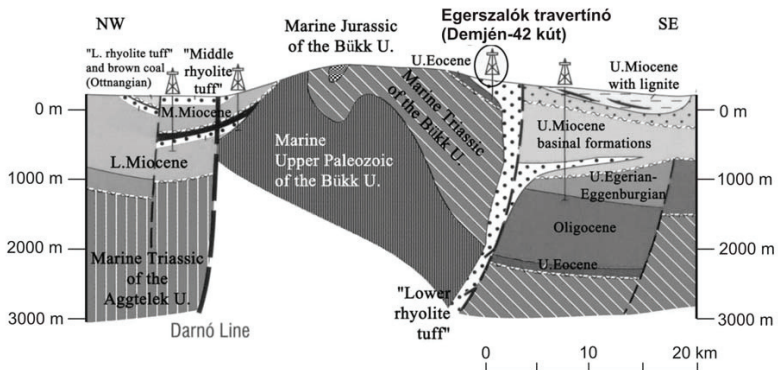
III. 1. Egerszalók környékének földtani felépítése



3-1. ábra: Az egerszalóki édesvízi mészkő domb és termálkút elhelyezkedése.

leg is aktívan képződő édesvízi mészkő az eredeti domb morfológiáját követve lejtő típusú édesvízi mészkőelőfordulást hozott létre, annak tipikus morfológiai elemeivel (teraszok, víz-esések). A domb hosszúsága a 40 métert, a magassága pedig a 7-8 m-t is eléri (3-1. ábra). Az egerszalóki termálvíz vízgyűjtő területe a Bükk-fennsík, illetve a Bükk-hegység DNy-i része (lefelé áramló karsztvíz), mintegy 280 km² nagyságú terület. A beszivárgási területen kiváló vízvezető képességű karsztos kőzetek (középsőtől a felső-triászig, illetve felső-eocén mészkövek) találhatóak (Pelikán 2006). A Bükk-hegység D-DNy-i előterében a karsztos kőzetek eocén, oligocén és miocén üledékekkel fedettek. Az egerszalóki travertinó a Maklány-völgy területén képződik, ahol a fekvőzet felső-triász mészkő, úgy mint a Berva Mészkő formáció (240-235 millió év), a felső-eocén Szépvölgyi Mészkő Formáció, a Budai Marga Formáció (38 millió év) és alsó-oligocén agyagmárga, homokkő és mangános agyagmárga a Tardi Agyag Formációból (37 millió év) (Póka *et al.* 1997).

Az egerszalóki édesvízi mészkő (3-1. ábra) Egerszalók és Demjén községek között, a Laskó-patak mellékvölgyének lejtőjén található. 1961-ben és 1987-ben mélyített olajkutató fúrások (De-42, De-42/a) forró vizet tártak fel a mezozoos-tercier rezervoárból amely artézi körülmények között jutott a felszínre, és azonnal megindult az édesvízi mészkő képződése (3-2. ábra). A 407,5 méter mély De-42 kút hozama 875 - 2500 l/perc között változik. 1961 és 1987 között hozzávetőlegesen 8 millió m³ vizet termeltek ki a kútból és mintegy 2500 m² területet fedett be az édesvízi mészkő a rendkívül gyors (1 mm/nap) karbonátkiválás következtében (Vasi *et al.* 2002 in Dobos *et al.* 2005). A még jelen-



3-2. ábra: A Bükk-hegység ÉNy-DK irányú geológiai keresztmetsvénye, feltüntetve a De-42. sz. hévízkutat (Haas *et al.* 2001).

Egerszalóknál a mezozoós karbonátos sorozat, valamint a paleogén fedő vetőkkel tagolt, és néhány száz méter neogén vulkáni kőzettel fedett (3-2. ábra; Balogh 1964, Három 1996, Császár 1997, Szakács *et al.* 1997, Póka *et al.* 1997). Ezek a kőzetek a feláramló karsztvíz zónához tartoznak, ahol a karsztvíz nyomás alatt van (Sugár *et al.* 1983). A mélyben történő cirkuláció és túlnyomás következtében a karsztvíz termálvízként lép ki a hegység lábánál számos természetes forrás és mesterséges (fűrt) kutak révén. Az egerszalóki termálvíz hőmérséklete mintegy 65-70 °C, kora pedig 13 200 év ¹⁴C izotópos elemzések alapján (Deák 1989 in Pelikán 2006).

III. 2. A Dunántúli-középhegységi-egység földtani felépítése és fejlődéstörténete

A Dunántúli-középhegységi-egységet ÉNy-on a Rába-vonal, DK-en a Balaton-vonal határolja, ám ez utóbbi a Velencei-hegységtől ÉNy-ra nem követhető teljes bizonyossággal. Az egységhez tartoznak a Duna-balparti-rögök is, annak ellenére, hogy kifejlődésük átmeneti jelleget mutat. Ezekről kissé keletre húzhatjuk meg az egység ÉK-i elvágódását. Jelenlegi ismereteink szerint a területen előforduló kőzetek kora a prekambrium - kambriumtól napjainkig terjedhet, bár a prekaledóniai földtani ciklus megléte csak elméleti alapokon nyugszik. A Dunántúli-középhegységi-egység földtani felépítésének és fejlődéstörténetének részletes leírása a [DVD-3-1.mellékletében](#) található meg.

III. 2.1. A Budai-hegység földtani felépítése

A Budai-hegység leírásához Wein (1977), Juhász (1987), míg a Gellért-hegy részlete-sebb tárgyalásához elsősorban Korpás *et al.* (2002) és Palotai (2004) munkáit használtam fel. A Budai-hegység területén a felszínen előforduló legidősebb kőzetek triász korúak, és a mély-fúrások sem fúrták át a mezozoós képződményeket. Balaton-felvidéki analógiák alapján azonban nem zárható ki a késő-karbon gránit magmatizmus, illetve perm alluvialis törmelékes és partmenti lagúna fáciesövek megléte sem. A felszíni rétegsor alját az 1000-1200 m vastagságú ladin – alsó-karni sekélytengeri platform üledék, a diploporás **Budaörsi Dolomit Formáció** alkotja, amibe helyenként vulkáni, piroklastikus kőzet települ (**Buchensteini Formáció**) (Kubovics 1985). A diploporás dolomit a felszínen a Nagykovácsi környéki hegyekben, a Zsírós-hegy-Nagyszénás és Meszes környékén tanulmányozható (Wein 1977).

A karnitól a kora-rhaetiig a kialakult intraplatform medencékben a **Mátyáshegyi Formáció** képződött, amivel részben összefogazódik a helyenként kovás karni – alsó-nori **Fődolomit Formáció** akár 1000-1500 m vastagságot is elérő rétegsora (Haas *et al.* 2000). A Fődolomit Formáció gyakran egyedüli képviselője a felső-triásznak, míg esetenként a vastagpados, lofer-ciklusos nori – rhaeti **Dachsteini Mészkkő** is rátelepül, amely elsősorban a Duna-balparti rögökben jellemző (Wein 1977). A triász karbonátok vastagsága eléri a 3500 m-t.

A felső-triász és az eocén között (130 millió év) a Budai-hegység területéről nem ismerünk biosztratigráfiailag azonosítható korú üledékeket, és a jura és kréta üledékek a főváros területén mélyült fúrásokból sem ismertek (Wein 1977, Juhász 1987). A Budai-hegység területe a középső-eocén elején biztosan és talán a felső-kréta elején is szárazulat volt, amit a szárazföldi mállástermékek (bauxitindikációk) megléte is bizonyít. A feldarabolódott triász kőzetek magasra emelt tömbjei ekkor karsztosodhattak. A felső-krétában rövid időre visszatérhetett a tenger, melyet átülepített nannoplankton és plankton foraminifera fossziliák bizonyítanak.

Az eocén tenger a Budai-hegységet ÉNy felől érte el, és az eocén üledékek már a triász dolomit és mészkkő rétegeire rakódtak rá. Jelentősebb üledékképződés csak az késő-eocénben, a priabonai korszakban kezdődő transzgresszió nyomán indult meg (Wein 1977), aminek az abráziós báziskonglomerátum, majd az arra települő platform vagy rámpa eredetű **Szépölgői Mészkkő Formáció** lerakódása lett az eredménye. A felső-eocénban a tenger a Gellért-hegy és Budaörs térségét is elborította és üledékei szinte az egész hegységben megtalálhatóak (Juhász 1987). A Szépölgői Mészkkő Formáció fokozatosan megy át a hemipelágikus, mélyebb vízi fáciest képviselő felső-priabonai – alsó-kiscelli **Budai Marga Formációba**, amely elsősorban a Budai-hegység középső és K-i részéről ismert. Ez utóbbi két képződmény ma ismert összvastagsága maximum 200 m. A Várhegy fő tömege is Budai Márgából épül fel, de megtalálható a Gellért-hegyen, a Sas-hegyen, a János-hegyen, a Rózsadombon és a Szemlő-hegyen is, helyenként elkövösödva. A középső-eocéntól a kora-miocénig a területen két üledékképződési környezet különült el. Az ÉK - DNy csapású Budai-vonaltól Ny-ra a kora-oligocénben szárazföldi lepusztulás zajlott („infraoligocén denudáció”), míg tőle K-re, anoxikus környe-

zetben a **Tardi Agyag Formáció** rakódott le (pl. Szabadság-hegy). A Tardi Agyag fokozatos átmenettel fejlődik ki a Budai Márgából.

Az oligocénban jöttek létre a többnyire ÉNy-DK csapásirányú táguló törésrendszerek (pl. Ördög-árok, Solymári-árok, pilisvörösvári törések övezete) (Juhász 1987). A késő-kiscelli transzgresszió átsapott a Budai-vonalon (Tari *et al.* 1993). Nyugaton (Kevély, Pilisvörösvári-medence, Hárs-hegy, Vadaskert) a sekélytengeri, maximálisan 100 m vastagságú **Hárshegyi Homokkő**, keleten a mélyvízi, de már nem anoxikus fáciesű **Kiscelli Agyag** a rétegsor következő képződménye (Nagymarosy és Báldi-Beke 1988). A Kiscelli agyag átlagos vastagsága a főváros területén 500 m, de mélyfúrások 800 m vastagságban harántolák a Pesti síkság alatt. A Kiscelli Agyag fölött a **Törökbálinti Homokkő**, a Hárshegyi Homokkő felett a **Mányi Formáció** települ. Mindkettő homokkő, aleurolit, agyag rétegek váltakozásából áll. A Hárshegyi Homokkő keleti irányban a **Szécsényi Slirrel**, a Mányi Formáció nyugati irányban a folyóvízi és ártéri eredetű **Csatkai Formációval** fogazódik össze. A Csatkai Formáció a terület oligocén üledékei közül a legnyugatibb képződmény, amelynek vastagsága megközelíti az 1000 m-t.

A kora-miocéntől kezdve a Budai-hegység területe szárazulat volt (Jámbor 1968), míg a pesti oldalt az Alföld nagy részével együtt trópusi, szubtrópusi tenger borította. A Budai-hegység K-i és Ny-i oldalán egyaránt kialakultak üledékgyűjtő medencék, ám még a Pannon-tó legnagyobb kiterjedésekor sem folyt itt számottevő üledékképződés (említendő esetleg az édesvízi kifejlődésű **Nagyvázsonyi Mészkö**, ami a Sváb-hegyen például megtalálható [Müller 1997]). A miocén képződmények legteljesebben a Budai-hegység déli peremén (pl. Tétényi-fennsík) tanulmányozhatóak. A lajtamészkö vastagsága a pesti oldalon átlagosan 10-20 m, de elérheti a 80-100 m-t is (Juhász 1987). A miocén végére a tenger sótartalma lecsökkent, és a miocén végén képződött (szarmata) mészkövek általában likacsosak, durvaszeműek (pl. Tétényi-fennsík, Biatorbágy környéke, Budajenő, a rákosi vasúti útbevágás, stb.).

A budai hegyvidék sziget-, illetve félsziget jellege a pannon korszakban is megmaradt (Juhász 1987). Alsó-pannoniai rétegeket a Budai-hegység területéről nem ismerünk (Wein 1977). A felső-pannon beltől dél felől öntötte el a Budai-hegység nagy részét, és egészen a Csiki-hegyek-Budaörsi-hegyek-Szabadság-hegy-Hüvösvölgy vonalig hatolt előle. A felső-pannon képződmények megtalálhatóak a Zugligetben, a Kakukk-hegyen, a Budaörsi-hegyen, valamint a Széchenyi- és a Szabadság-hegyen is.

A felső-pannon képződmények lerakódását követően a pleisztocén elején a Budai-hegység kiemelkedett a harmadidőszaki medencék környezetéből és kiemelt állapotban maradt a pleisztocénben is (Juhász 1987). Ekkor kezdett kialakulni a mai Budai-hegység (Wein 1977). A pleisztocénben több szakaszban történt gyors kiemelkedés a folyóteraszok magasságkülönbségei alapján (Scheuer és Schweitzer 1988c), és a mindenkori erózióbázis szintjén azok az édesvízi mészkövek képződtek, amelyek e dolgozat fő tárgyát is képezik egyben. A würmben megjelentek a **löszök** és a hegyoldalakon a **lejtőtörmelékek**, amelyekre a Duna régi árterületeinek teraszüledékei, és az édesvízi mészkövek rakódtak.

A Budai Termálkarszt területén található rétegtani egységek rövid leírása Haas (1994), Haas *et al.* (2001), Gyalog és Császár (1995), Császár (1997), a hidrosztratigráfiai vonatkozások Eröss in Mindszenty *et al.* (2000) alapján készültek. A leírásokat a **DVD-3-2.melléklete** tartalmazza.

III. 2.1.1. A Budai-hegység édesvízi mészkövei

A Budai-hegység édesvízi mészkövei különböző magassági szinteken, 100 és 500 m tszf.-i magassági szintek között helyezkednek el, és a korábbi irodalmak (pl. Pécsi 1959, Scheuer és Schweitzer 1988c) alapján a Duna különböző teraszszintjeit fedik be. Területileg leginkább a Budai-hegységet átszelő ÉNy-DK-irányú völgyekhez, illetve a Duna-völgye mentéhez igazodnak (**3-3. ábra**). A hegység emelkedő, a DK-i területrészek süllyedő mozgásaival összefüggő völgybevágódási szakaszok egyre mélyebben tárták fel a karsztos képződményeket, aminek következtében mélyebb szinteken újabb és újabb édesvízi mészkőképződés indult meg. Az Ős-Duna megjelenésével átvette a korábbi eróziós völgyek szerepét és a források ezt követően az Ős-Duna É-D-i irányú ártéri szintjeihez igazodtak (Scheuer és Schweitzer 1974a), kialakítva a mai forráskilépési helyeket (pl. Gellért-hegyi források).

A Budai- és a Pilisi-hegységben több mint 50 előfordulás ismert és tárgyalásuk alapvetően kétféle szempontrendszer alapján lehetséges. A rendelkezésre álló megfelelő mennyiségű koradat birtokában az időrendi tagolás alapján a Budai-hegység édesvízi mészkövei alapvetően három csoportra oszthatók: a pleisztocénnél idősebb (pl. felső-pannon), a pleisztocén, illetve a holocén–recens édesvízi mészkövekre. A legidősebb édesvízi mészkövek 400 m tszf-i magasság felett, a pleisztocén édesvízi mészkövek 100 és 300 m tszf-i magasságon helyezkednek el, míg a recens források kiválásai a Duna jelenlegi szintjén (kb. 100 m) képződnek.

Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a pliocén előtti mészképző paleo-hévíforrás tevékenység a Budai-hegységben erősebb volt, mint a gerecsei területeken. A kezdeti felsőpannoniai jelentős paleohévíforrás tevékenységet követően azonban a pliocénben és a pleisztocén alsó felében (kb. 2,6 -1,1 millió évek között) paleohévíforrás tevékenység Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint édesvízi mészkővel nem igazolható. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a Budai-hegység D-i és Ny-i részén fakadó források elapadásukat követően a felső-pliocénben É-i és K-i irányba tolódtak el, és mélyebb szinten kezdték meg működésüket. Ekkor képződhettek az Alkony és Felhő utcai (362 m, illetve 370 m tszf.) előfordulások (Scheuer és Schweitzer 1974a). A 275-280 m tszf-i magasságon található máriaremetei édesvízi mészkövet a tszf-i magassága alapján szintén felső-pliocén korúnak gondolva Scheuer és Schweitzer (1988c) azt feltételezte, hogy ebben az időben a Hármashatár-hegyi egység területén is beindult a forrásműködés. Ezt követően csak a pleisztocén második felében indult meg egy újabb dinamikus mészképző paleo-hévíforrás tevékenység, amely lecsökkenve még napjainkban is tart (Scheuer 2005).

A területi elterjedés szerint a mészkövek három nagyobb egységet alkotnak, amelyek a következők: **1. Dél-pilisíi egység; 2. Észak-budai egység; 3. Dél-budai egység.** Ezek az egységek a további hat alegységre oszthatóak (Scheuer és Schweitzer 1988): **1. Szabadság-hegy és környéke; 2. Német-völgy; 3. Ördög-árok völgye; 4. Solymári-völgy; 5. Dera-patak völgye; 6. Duna-völgy.**

Az előfordulások többsége a Szabadság-hegyen és környékén (17 db), valamint az Ördög-árok völgyében (17 db), ezen belül is leginkább a Rózsadomb területén fordul elő. A Duna-völgyében 8 db előfordulás található, míg a Dera-patak völgyében, Budapest É-i részén, illetve attól északra 7 db előfordulás lelhető fel. A Solymári-völgyben jelenleg 3 db előfordulás található, míg a Német-völgyhez tartozó Gellért-hegyen 4 különböző helyről vizsgáltam édesvízi mészköveket.

A **DVD-3-3.mellékletében** az összes Budai-hegységi édesvízi mészkő előfordulás rövid leírását közlöm Scheuer és Schweitzer (1988c) területi felosztásának megfelelően, de a rendelkezésre álló összes irodalmi hivatkozást felhasználva, Schréter 1953-as munkájától az utóbbi években készült legfrissebb szakirodalmakig (Scheuer 1996b, 2004a,b, 2006, 2007a,b, 2008b, Korpás 2003, Kele *et al.* 2003).

III. 2.2. A Gerecse földtani felépítése

A Gerecse a Dunántúli-középhegység Dunazug-hegységcsoportjának a legnyugatibb tájegysége. Északon a Duna teraszos völgye, nyugaton az Által-ér völgye és a dunaalmás-tatai törésvonal, délen a Zsámbéki-medence és a Tata-bicskei törésvonal, keleten pedig a Dorogi-medence határolja. A hegység tájféldrajzilag a Nyugati-, a Központi-, és a Keleti-Gerecesére különül el.

A Gerecse jellegzetes röghegység, amely helyi gyűrődésekkel, aszimmetrikus kibillenesékekkel, ÉNy-DDK-i törésekkel jellemzett, felszíni és fedett mezozoikumi sasbércek sorozata (Juhász in Karátson 1997). A törések mentén süllyedések, illetve kiemelkedések jöttek létre, és a kiemelt rögök ma is magasan a fiatal medence üledékekkel kitöltött völgyei és medencéi fölött helyezkednek el, általában É - D irányú elrendeződésben. Földtani felépítéséből adódóan a hegység belsejében kevés a vízfolyás, de a peremi törésvonalak mentén ma is bővíző források fakadnak (pl. Tata, Dunaalmás környéke). Az É - D-i rögsorozat elválasztó medencéket dél felé egy keresztirányú rögsorozat zárja le (Szállás-hegy, Nagysomlyó). Délen, a Gallai árok szűk, nagyrészt tektonikus völgyén túl az alaphegység rögéi csak kisebb foltokban jelennek meg, melynek közeit medence üledék tölti fel.

A Gerecse paleo- és recens karsztjának zömét főként mezozoós kőzetek alkotják (**3-4. ábra**) (Szentés 1968, Császár 1997, Gyalog *et al.* 2002, Sásdi 2004). A felszínen is ismert legidősebb kőzet a felső-triász **Fődolomit**, ami leginkább a hegység déli, medence területekkel határos részein, fiatal üledékek alól bukkan ki rögökben, míg a diploporás dolomit a Gerecse DK-i oldalán (Zsámbék, Bicske környékén) gyakori. A dolomitra néhány száz méter do-

lomitos mészkő települ, amire 400-500 méter vastag felső-triász **Dachsteini Mészkő** következik, amely a hegység karsztjának és a Gerecse központi részének fő alkotója is egyben. Dachsteini mészkőből épül fel többek között a Nagy-Gerecse, a Nagy- és Kis-Pisznice, Nagy-Gete, Kecse-kő, a bajóti Öreg-kő, stb. Bár fácieseltolódás többször is bekövetkezett, és a Zalai-medence, valamint a Déli-Bakony területén megjelent a hemipelágikus **Köessen Formáció**, elmondható, hogy előbb a Földolomit, majd a rhaeti végéig a Dachsteini Mészkő képződése jellemezte a Dunántúli-középhegységi-egység jelentős részét. A Dachsteini Mészkövet követően üledékhány mutatható ki, amire tűzköves mészkő és radiarit rétegeket tartalmazó jura üledéksor következik. Az ammoniteszekben gazdag jura üledékek gyakoriak a hegység területén és előfordulnak többek között Tardosbányán, a Nagy-Pisznicén, a Nagy-Gerecse oldalában, a tatai Kálvária-dombon, valamint a hegység északi részén Lábatlannál, Bajótnál. A felső-jura tűzkőgumós mészkő legjobb feltárásai a Pisznice oldalában vannak (**Pisznicei Mészkő Formáció**) (Juhász 1987). A hettangi korszak végén a Bakonyban is megszűnt a karbonátplatform épülése, és a **Tűzkövesárki Mészkő**, a tűzköves **Isztiméri Mészkő** és krinoideás, brachiopodás **Hierlatzi Mészkő** (lépcsős lejtő) jelent meg kis kiterjedésű fáciesekben. A sinemuri kezdetére kialakult blokkos-árkos modell a toarciig jellemző, a terület folyamatos süllyedése mellett. A toarciban a blokkos tagolódás megállt, a süllyedés felgyorsult, és a korszak kezdetén a világ több pontján kimutatható anoxikus esemény hatása nálunk is megmutatkozott, ami a fekete pala, az **Úrkúti Mangánérc Formáció** képződéséhez vezetett. A toarci jellemző képződménye, a **Kisgerecsei Márga Formáció** szintén a terület gyors süllyedését mutatja. A középső-jurában a hátságokon nem történt üledékképződés, a medencék területén pedig kondenzált, de folyamatos rétegsort találunk. Egészen a bajoci végéig az ammonitico rosso típusú **Tölgyháti Mészkő Formáció** keletkezése dominált, de megjelent a radioláriákban gazdag **Eplényi Mészkő Formáció** is. A Dunántúli-középhegységi-egység a bath – callovi – oxfordi korszakokban érte el a kimélyülés maximumát. Ekkor már nem csak a medencékben, hanem a kiemelt helyzetű területek peremén is radiarit képződött (**Lókéti Radiarit Formáció**), melynek vastagsága a Gerecsében 1-5 m-re tehető. Az oxfordi korszak második felében a radiarit képződése megszűnt, a blokkmozgások megújultak és a kora-jurához hasonló állapot jött létre. A medence fáciesű gumós, ammoniteszes **Pálhálási Mészkő** és a valanginibe is átnyúló, calpionellás **Szentivánhegyi Mészkő** a két jellemző formáció a késő-jurában.

A kora-krétában a középhegység középső területe kompressziós felboltozódás miatt valóságos szárazulattá vált, elválasztva egymástól két jelentősen eltérő egységet: DNY-on, a Bakonyban karbonátos üledékképződéssel jellemezhető majolika medence; ÉK-en, a Gerecsében sziliciklasztos, péltés üledékgyűjtő alakult ki. A gerecsei sziliciklasztos medence első jellegzetes üledéke a jura-kréta korú **Szentivánhegyi Mészkőre** üledékhézaggal és enyhe diszkordanciával települő, alsó-középső-kréta korú (valangini – kora-hauterivi), mintegy 160-200 m vastagságú, pelágikus medence fáciest képviselő **Berseci Márga Formáció**, amire a felső-hauterivi – barrémi korú, 400 m vastagságú **Lábatlani Homokkő** települ gyors átmenet-

tel (Sásdi 2004). A Berseki Márga és a Lábatlani Homokkő a hegység északi részén található meg a felszínen, míg a középső-kréta (késő-apti), 50-100 m vastagságú, szürke, krinoideás **Tatai Mész** és a **Vértessomlói Aleurolit** csak a hegység nyugati és déli szegélyén ismertek. A Vértessomlói Aleurolit elzáródó medencékben rakódott le az albai elején a Gerecse NY-i részén. A kréta második felében végbemenő kiemelkedés következtében az idősebb kőzetek egy része lepusztult, ezért a paleogén rétegek jelentős üledékhézaggal települnek a felső-kréta és attól idősebb képződményeken. A harmadidőszaki süllyedés és tengerelőrenyomulás következtében a hegység peremén (pl. Vértestolna) barnakőszéntelepek jöttek létre.

A kréta üledékekre üledék-megszakítással települő alsó-eocén törmelékeny kőzeteket a Berzsek-hegy tetejéről említ Juhász (1987). A középhegységi területen található legidősebb eocén képződmény a szárazulati időszak mállási eseményeihez köthető **Gánti Bauxit Formáció**. A **Darvástói Formáció** szenes anyag betelepüléseket tartalmazó márgából, agyagmárgából, mészkőből, homokkőből áll. Fedőjében települ a nummuliteszes **Szőci Mész**. Emellett az árkokban a **Dorogi Formáció** található, ami folyóvízi, mocsári, tavi fáciesű. Erre következik a **Csernyei Formáció** (korallós-molluskás márga), amely az Északi-Bakony és a Dorogi-medence közt jellemző, majd a **Csolnoki Agyagmárga Formáció** (operculinás márga, Északi-Bakony keleti részén és ettől keletre). A Dorogi- és Tatabányai-medence közt jelenik meg a sekélytengeriből folyóvízivé váló fáciesű **Tokodi Formáció**. A Déli-Bakonyban és a Zalai-medencében a Szőci Mész fedőjében települ a Padragi Márga Formáció, ami összefogazódik a Csolnoki Agyagmárgával. A **Padragi Márga** lutéciai – priabonai korú, 500 m-es vastagságot is elérő, lejtő és batiális medence fáciesű aleuritós márga, helyenként homokkő betelepülésekkel.

Az oligocénben a hegység kiemelkedés következtében a Vérteshoz hasonlóan a Gerecsében is lepusztulás ment végbe, ami főleg az eocén üledékeket érintette (Juhász 1987). A tengeri összeköttetés ÉK-ről történő újbóli megnyílásával a **Kiscelli Agyag Formáció** már normál sósvízi körülmények közt képződött. Ennek heteropikus fáciese a sekélytengeri **Hárshegyi Homokkő Formáció**, amely fölött a homokkő, aleurolit, és agyag rétegek váltakozásából álló **Mányi Formáció** települ. Ezek a képződmények már a Dorogi-medencében és a Keleti-Gerecsében is megtalálhatók. A Hárshegyi Homokkő keleti irányban a **Szécsényi Sírllel**, a Mányi Formáció nyugati irányban a folyóvízi és ártéri eredetű, mintegy 1000 m vastagságú **Csatkai Formációval** fogazódik össze. A hegység területéről hiányoznak az alsó-középső miocén üledékek. A felső-miocén (pannon) üledékek jelentősebb elterjedésben és vastagságban a Gerecse északi, nyugati és déli peremvidékein ismertek (pl. **Tinnyei Formáció** finomhomokos-agyagos üledékei).

A kiédesedő pannon medencék agyagos, homokos üledékei az egész Gerecsét körbefogják (pl. Dunaalmás, Tinnye, Perbál). A pliocén és a pleisztocén üledékei a Gerecsében jellemzően a folyóvízi kavicsok, és az édesvízi mészkövek, de a negyedidőszak gerecsei üledék-

kei közé tartoznak a lösz és lejtőüledékek is. Az édesvízi mészkövek kiválás a pannonban kezdődött meg és a pleisztocénen keresztül egészen napjainkig tart.

Az édesvízi mészkövek jelenleg két formációba vannak besorolva: az alsó-középső pleisztocén **Dunaalmási Travertínó Formációba** és a középső-felső pleisztocén, illetve holocén **Vértesszőlői Mészkő Formációba**. Az édesvízi mészkövekre sok helyütt a felső-pleisztocén Paksi lösz Formáció települ (pl. Süttő, Basaharc). A Gerecse területén található formációk felsorolását a **DVD-3-4.melléklete** tartalmazza Haas (1994), Haas *et al.* (2001), Gyalog és Császár (1995), Császár (1997) leírásai alapján.

III. 2.2.1. A Gerecse édesvízi mészkövei

A Gerecse-hegység É-i részén több mint 50 édesvízi mészkő feltárás ismert. Az előfordulások egy ÉK - DNy irányú vonal mentén sorakoznak (Scheuer és Schweitzer 1988c). Scheuer Gyula kataszterezése alapján a hegységben 41 paleohévíforrás mutatható ki (3-4. ábra) (Scheuer 1999a,b). Közülük tíz a pliocénbe sorolható, míg a negyedidőszak során 31 hévíforrás törhetett fel a tatai és dunaalmási recens-forrásokat is beleértve. A Gerecse legnagyobb előfordulásai (Mogyorósbánya, Kő-hegy, Süttő, Haraszthegy, Dunaszentmiklós, Új-hegy-Öreg-hegy) hévíforrástavakban keletkeztek. Scheuer (1994) becslése szerint az említett karsztos hévíforrásokból a hegységben a felsőpannontól napjainkig mintegy 120 millió m³ karbonát csapódott ki. Scheuer és Schweitzer (1988c) a Gerecsét Keleti-, Központi-, és Nyugati-Gerecsére osztotta, így az édesvízi mészkő előfordulások bemutatása során is ezt a felosztást követtem.

Keleti-Gerecse

A Keleti-Gerecse geológiai és geomorfológiai szempontból is elkülönül a hegység többi részétől. Ezen a részen a mezozoós kőzetek csak kisebb területi elterjedésben mutatkoznak a felszínen és többnyire önálló rögöket, rögvonulatokat alkotnak, míg a felszín uralkodó üledékei a harmad- és negyedidőszaki üledékek (Scheuer és Schweitzer 1979). A területet északon a Duna-völgye, nyugaton a Bajót-patak völgye, délen a Zsámbék-Bajnai-dombság, míg keleten a Dorogi-medence határolja.

A Kelet-Gerecsében (Bajóti patak-Dorogi medence) 8 db, különböző korokban feltört hévíforrást írtak le (Scheuer és Schweitzer 1988c, Scheuer 1999a,b) és az édesvízi mészkövek túlnyomórészt a hegységész É-i és K-i felén helyezkednek el. A pleisztocén édesvízi mészkövek kivétel nélkül eróziós-völgyekhez (Duna-völgy, Öregárok-völgy, Római-völgy, Bajnai patak-völgye) kapcsolódnak (Scheuer és Schweitzer 1979).

Scheuer (1999a,b) szerint a Kelet-Gerecsében 6 egymást követő mészkőképződési fázis mutatható ki. Ezek közül kettőt a pliocén (Kő-hegy, Muzsla-hegy), egyet-egyet az alsó- és középső-pleisztocén, míg kettőt a felső-pleisztocén források raktak le. A holocénre a Kelet-

Gerecse elveszítette karsztvíz megcsapoló funkcióját. Scheuer (1999a) szerint ennek az az oka, hogy a völgybevágódások nem exhumáltak karsztvízszint alatt elhelyezkedő karsztrögöket.

Központi-Gerecse

Scheuer és Schweitzer (1981a) 17 db egykori forrást említ a Központi-Gerecséből (Bikol és Bajóti patakok közötti rész), míg Scheuer (1999a,b) szerint 10 mészképző forrás ismert a területről. Scheuer (1999a,b) négy fő forráskeletkezési és mészképződési fázist említ, amiből kettő a pliocénben, kettő az alsó-pleisztocénben zajlott le. Scheuer (2005) szerint viszont a pliocénben 5 paleo-hévfóorrás mutatható ki a forrásmészkövek alapján. A felső-pliocénben a Központi-Gerecsében csak kisebb forrástevékenység lehetett, mivel a vízkészlet nagyobb hányada inkább a K-i és a Ny-i Gerecsében lépett a felszínre. Scheuer és Schweitzer (1981a) szerint az alsó-pleisztocénben a Központi-Gerecse lett a megcsapolás fő területe, így olyan nagyméretű előfordulások képződtek, mint a süttöi és a gyűrűpusztai édesvízi mészkövek. A középső és a felső-pleisztocén mészkövek hiányából Scheuer (1999a,b) arra következtetett, hogy a Központi-Gerecse területe a középső pleisztocéntől kezdve hévfóorrásoktól mentes terület volt. A középső-pleisztocén során a Központi-Gerecse forrásai elapadtak és a Nyugati-Gerecse vált súlyponti területté és a felső-pleisztocén és holocén során kialakult a mai állapot (Scheuer és Schweitzer 1981a).

Nyugati-Gerecse

A Nyugati-Gerecse édesvízi mészkövei az Által-ér, a Duna és a Bikol-patak által közrefogott területen helyezkednek el. Ez a terület a Gerecse édesvízi mészkövekben leggazdagabb hegység része, és napjainkban is csak ezen a területen találhatóak karsztos hévfóorrások (pl. Csokonai-forrás, Fényes-források). Scheuer és Schweitzer (1981a) szerint 16 egykori forrás helyét sikerült kimutatni a Nyugat-Gerecsében, de Scheuer (1999a,b, 2002a) már 23 hévfóorrást említ, amelyek közül 19-nek a helyét a travertínok pontosan rögzítik. Scheuer (1999a,b) szerint a Gerecsében 9 db hévfóorrás keletkezési és ehhez kapcsolódó karsztrög exhumálási folyamat játszódott le a pliocéntől napjainkig, amelyek közül kettő a pliocénben, három az alsó-pleisztocénben, kettő a középső-pleisztocénben és kettő a felső-pleisztocénben ment végbe. Scheuer (2002a) számításai szerint a Nyugat-Gerecse paleohévfóorrásai mintegy 71,3 millió m³ mészkövet raktak le. A mészképző hévfóorrások 25 %-a erózióbázis felett (pl. Tata, Cseke-tó), 75%-a pedig az erózióbázison (pl. Fényes-források) hévfóorrástavakban fakadt, és a hévfóorrástavak 50 %-a eróziós, 25 %-uk pedig a depressziós hévfóorrástavak közé sorolható. Depressziós hévfóorrástóban képződhetett a Les-hegy, Kőpíte, Nagy-hegy, Csokonai-forrás, valamint az Új-hegy-Öreg-hegy-Látó-hegy édesvízi mészköve, míg eróziós hévfóorrástó üledékének tekinthető a Vértesszőlős-észak, Vértesszőlős tatai-út, tatai Fényes-források,

a Baji szőlők, Kender-hegy, Mária-Magdolna puszta, Csúcsos-hegy, Madari-hát, Meleges-hegy és a Süttő, Tatai-dűlő édesvízi mészköve (Scheuer 2002a). Scheuer (2002a) lejtői típusú tetarítás képződményeknek írta le a Vértesszőlősi paleolit telep, a tatai Porhanyó-bánya, Öreg-tó keleti, a Dunaalmás Vöröskő, Északi-egység és Tatai út édesvízi mészköveit. A hévforrások olyan helyeken törtek fel, ahol a vízvezető karbonátos kőzetek harmad- és negyedidőszaki képződmények takarták le. Az édesvízi mészkő előfordulások 67,2 %-a a pliocénben, 32,8 %-a pedig a kvarterben képződhetett, és a kvarteren belül a legdinamikusabb mészkőképződési időszak az alsó-pleisztocénben volt (Scheuer 2002a).

A felső-pliocénben a Nyugati-Gerecsében (és a Keleti-Gerecsében is) igen jelentős volt a karsztforrásműködés, aminek következtében olyan nagyméretű előfordulások keletkeztek, mint a Dunaszentmiklós határában található Új-hegy-Öreg-hegyi, vagy a Kőpitei. A legalsó pleisztocénben a Gerecse Ny-i pereme volt a termálkarsztrendszer fő megcsapolási területe. A középső-pleisztocén során a központi Gerecse forrásai elapadtak és a Nyugati-Gerecse vált a karsztvíz fő megcsapolójává, a felső-pleisztocénben, és a holocénben pedig kialakult a mai állapot (Scheuer 2005). Scheuer (2005) szerint a Gerecse nyugati részén az ún. dunaalmási feláramlási zóna alakult ki, ahol a lefedett karsztos területen kiemelt helyzetű mezozóos karbonátos kőzetekből álló exhumált sasbércekből kapták a források vízutánpótlásukat. A Nyugat-Gerecsei hévforrások és a hozzájuk kapcsolódó édesvízi mészkövek egy ÉNy-DK irányú eltakart, kiemelt helyzetű rögsorhoz igazodva fordulnak elő úgy, hogy a hegységi területekhez közelebb találhatóak az idősebb kőzetek, és az erózióbázis irányába fokozatosan fiatalodnak (Scheuer 2002a). Az előfordulások egy-egy területen belül csoportosan jelentkeznek, ezért Scheuer (2002a) három egységet (Tatai-egység, Ádám-majori-egység, Pörös-földeki-egység) különített el. A **Tatai-egységhez** a 3 db vértesszőlősi előforduláson (Paleolit-telep, Vértesszőlős-felső és Tatai út) kívül a tatai Porhanyó-bánya, Öreg-tó keleti, Angolkerti és Fényes-források mészkövei, valamint a Baji-szőlők, Kender-hegy és Mária-Magdolna puszta képződményei tartoznak. Az első források ennél a rögsornál a középső-pleisztocénben indultak meg (Scheuer 2002a). Az **Ádám-majori egység** a hegység ÉNy-i sarkánál elhelyezkedő 9 db édesvízi mészkő előfordulást foglalja magába. A Les-hegy, Csúcsos-hegy, Kőpite, Nagy-hegyi egység, Vöröskői-egység, Északi-egység, Tatai út, Csokonai-forrás, Új-hegy-Öreg-hegy-Látó-hegy, Madarihát és Meleges-hegy édesvízi mészkövei sorolhatóak ide. A hegység elterjedését lezáró különböző irányú törésvonalak az Ádám-majori egységnél futnak össze és ez a terület volt a pliocénben és a kvarterben a hegység egyik legmozgékonyabb része (Scheuer 2002a). A **pörös-földeki-egységhez** az Iván-halála völgy, Sipsó-völgy, Fekete-hegy, Tatai-dűlő és Rigó-völgy édesvízi mészkövei tartoznak, de ezeknek a mészköveknek a származási helye (a Tatai-dűlő kivételével) bizonytalan.

A **DVD-3-5.mellékletében** az összes Gerecse-hegységi édesvízi mészkő előfordulás rövid leírását közlöm Scheuer és Schweitzer (1988c) területi felosztásának megfelelően, de a rendelkezésre álló összes, korábbi irodalmi hivatkozást felhasználva, Schréter 1953-as munkájától az utóbbi években készült legfrissebb szakirodalmakig (Scheuer 1996a, 2004d, 2006,

Korpás 2003, Kele *et al.* 2006). Mivel a fejezet csak a korábbi irodalmak eredményeinek összefoglalását tartalmazza, ezért az itt bemutatott általános paleohidrogeológiai kép a jelen tanulmányt megelőző elképzeléseket mutatja be. A korábbi elképzelések új adatokkal való összevetését a diszkusszió tartalmazza.

III. 2.2.2. A tatai karszt felépítése, tektonikai viszonyai

A főleg triász karbonátos kőzetekből felépülő Gerecse-hegység Ny és É felé, a Kisalföld medencéjének irányában törésvonalak mentén a mélybe süllyed, így a hegység peremén még felszínen lévő mészkőképződmények Komáromnál már 1000 méter körüli mélységben találhatóak. A lezökkenő karbonátos rögök egy-egy tagja sasbérc jelleggel azonban még a felszínen, illetve annak közelében van Tata környékén. A tata-bicskei árok tektonikus törésvonalának nyomvonalán kialakult széles völgy közepén kis sasbérc, a **Kálvária - domb** emelkedik ki. A szerkezetkutató fúrások és geofizikai vizsgálatok kimutatták, hogy a mezozoós alaphegységben néhány száz méteren belül is óriási lezökkenések és feltolódások lehetnek. A Kálvária-dombtól a Vértes, de még inkább a Gerecse tömege felé 300-400 m mélyre zökkennek le a mezozoós rétegsorok. Tata város aljzatában több ilyen karsztrög is kimutatható, amelyek nyugat felé lépcsősen egyre mélyebben találhatók.

A tatai vízbázis tágabb környékének legidősebb képződménye a felső-triász Dachsteini Mészkő Formáció, aminek a fejtetőjében a szintén felső-triász Fődolomit Formáció található (Császári 1997). A helyenként 1000 m vastagságot is meghaladó karbonátos képződmények a Dunántúli Középhegység fő karsztvíztároló képződményei, amelyek Tata térségében csak a Kálvária-hegyen jelennek meg a felszínen, ahol szinte a teljes mezozoikum feltárul. A legalsó, Megalodus kőbelekkel jellemezhető rétegsor a felső-triász raeti emeletéből származik. A liász kb. ötmillió éves üledékanyaggal, álkonkordánsan telepszik a felső-triász Dachsteini mészkőre, majd a jura többi emelete teljes kifejlődésben, egyre növekvő tengermélységet bizonyítva, jól rétegződve következik. A jura rétegek jellemző kővületei a brachiopodák, ammoniteszek és krinoideák. Az alsó-krétát (albai) szürkés-zöldes-kékes, glaukonit-tartalmú mészkő képviseli. A középső-eocén üledékek Tata környékén csak a Tükör-forrás mellé fúrt kutakból ismertek (Csepregi *et al.* 2004). Szintén csak fúrásból ismertek az „oligomiocén” Csatkai Formáció folyóvízi eredetű agyagos, kavicsos rétegei. A mezozoós alaphegységre nagy vastagságban oligocén tarkaagyag összlet rakódott le. A felső-pannoniai-felső-pliocén Hansági Formáció keleti irányban túlterjed az alsó-pannoniai összleten, a kiemelt rögök környékén viszont nagy területen lepusztult (Csepregi *et al.* 2004). A pliocénben, pleisztocénben az édesvízi mészkővek képződése volt jellemző (Vértesszőlősi Mészkő Formáció). A pleisztocén édesvízi mészkővek Tatán több km²-es területen közvetlenül a felszín alatt, illetve a felszínen találhatóak, és pannóniai agyagos-homokos rétegekre települnek.

Azért fakadhatnak források a Gerecse-hegység ÉNy-i peremén, mert csak ott vannak olyan, az erózióbázis sávjában lévő fedetlen karsztos kőzettrögök, amelyek összefüggnek a zá-

ró fedősszlet alatt a hegység fő karsztos kőzeteinek tömegével. A tatai mezozoós aljzat összeköttetésben van a Gerecse és a Vértes egy részének nagykiterjedésű vízgyűjtő területével, melynek felszíni kőzetei is túlnyomóan mezozoós, karsztosodásra hajlamos mészkövek, és alárendelten dolomit. A lehulló csapadék a permeábilis kőzetbe szivárogva és a lépcsősen mélyebb szinteken elhelyezkedő mezozoós mészköveken átjutva termális, szubtermális hőfokot ér el. A hidegebb víz a hegység felől áramlik, míg a melegebb víz a vastag vízzáró alatti mélykarsztból származik.

Tata forrásainak kialakulása a törészónák jelenlétével, a felszín közelébe emelkedett karsztvíztároló blokkokkal és az utánpótlódási területeknél jóval alacsonyabb tszf-i magassággal magyarázható (Csepregi *et al.* 2004). A töréssíkok alkalmasak voltak a mélyből feltörő langyos források felszínre juttatására. A mezozoós mészkőből álló alaphegységet először (feltehetően a miocénben) ÉK-DNy és ÉNy-DK irányú, később a pliocénben pedig É-D és a közel K-Ny irányú törések tördelték össze, amelyeknek meghatározó szerepük volt a tatai termális karsztrendszer kialakulásában. A tata-bicskei árok (az Általér völgye) és az erre közel merőleges keresztirányú nyújtanak lehetőséget a mélyben felmelegedett, és hidrosztatikai, illetve karsztlenyce nyomás alá került karsztvizeknek a felszínre jutásra (<http://www.fsz.bme.hu/mtsztz>). Scheuer (2004d) szerint a források a Keleti-Gerecse, majd a Központi-Gerecse felől fokozatosan áttevődtek a Nyugati-Gerecsébe, az erózióbázis változásának megfelelően. Jelenleg a Nyugati-Gerecse a fő megcsapoló helye a területnek, ami azt jelenti, hogy a dinamikus karsztvízkészlet legnagyobb része Tata felé áramlik és ott tör a felszínre.

Tatán az 1900-as évek elején még igen bővíző források fakadtak, amelyek a Dunántúli Középhegység legjelentősebb természetes megcsapolói voltak és vízhozamuk a 155 m³/percet is elérte. Horusitzky (1923) 200 000 - 250 000 m³/nap hozamot írt le. A 20. sz. elején Tatán közel 30 természetes forrást említettek, amelyek közül az Angol-park és a Fényes-források voltak a legnagyobb hozamúak (Scheuer és Schweitzer 1981a, Csepregi *et al.* 2004). A **Fényes-források** az erózióbázishoz kapcsolódtak és 22 °C-os vizük az édesvízi mészkő kürtőin keresztül tört fel, a várostól 2 km-re É-ÉNy irányban. A területen az erősen karsztosodott triász már 30-40 m mélységben található. A Cseke-tó és az Öreg-tó közötti területen az Angol-parkban, az egykori Pokol- és Angyal-források közelében találhatóak a Pokol-I.,-II. és Tükör I., II.- és III.- kutak. Tőlük mintegy 3 km-re É-ÉNy-ra, a Fényes-fürdő területén mélyültek a Fényes I. és II. kutak. Az **Angolkerti-források (Angyal- és Pokol-források)** az erózióbázis felett fakadnak, és a környezetükben még néhány évtizede is folyt a mészkőképződés. Az Angolkerti-források idősebbek, mint a Fényes-források (Scheuer és Schweitzer 1981a, Scheuer 2002a). Az Angolkertben nyílik a fokozottan védett **Tükör-forrási-barlang**.

Az 1923-as adatok szerint a jelentősebb források közé az angol-kerti **Pokol-forrás** (20 °C; 47 520 m³/nap), **Angyal-forrás** (20,5 °C; 3880 m³/nap), a **Nagytóban fakadó három forrás** (19-20 °C; 17 500 m³/nap) és a **Fényes-források** (22 °C; 116 640 köbméter/nap) tartoztak. A múlt század végén még tanulmányterv is született, hogy Budapestet Tatáról látják el

ivóvízzel. A langyos vizüként nyilvántartott források és kutak száma elérte a 40-et, és hőmérsékletük 19 – 22 °C között mozgott. A tatabányai, oroszlányi és dorogi bányászat hatására az 50-es évektől a karsztvízszint a 80-as évek elejéig apadt (115 m-ig) és a tatai források fakadási szintmagasságuk sorrendjében elapadtak, végül 1973-ra a Fényes-források is kiszáradtak, ezért Tata vízellátását fűrt kutakkal és a Pokol-forrás barlangrendszerében forrásfoglalással oldották meg. 1973-74-ben a dunaalmási források is elapadtak, és ez a helyzet egészen 1990 januárjáig, az eocén program leállításáig, és a nagygyeházi bányauzem bezárásáig fennállt (Csepregi *et al.* 2004). Összesen mintegy 100 m-t is meghaladó depresszió keletkezett a vízszintben, ami a beszivárgási területeken 40-50 m-rel, a hegység peremein pedig 20-30 m-rel csökkentette a karsztvízszintet (Csepregi *et al.* 2004). A bányászat és a karsztvízszint csökkenés kapcsolatának szorosságára utal, hogy a forrásoktól 11 km-re található tatabányai XV/b akna 1960-as vízbetörése mindössze néhány napon belül 50 cm -es vízszintsüllyedést okozott a tatai Angol-kert Tükör-forrásánál. A tendencia az utóbbi években megfordult, a visszatöltődés hatására újra működésbe léptek a tatai és a dunaalmási-források, és megindult a karsztvízszint emelkedése. 2000 májusában a Fényes-fürdő Katonai medencéjének fenekén megjelentek az első vízfakadások (Csepregi *et al.* 2004). Tata környezetében az utóbbi évtizedben 25 m-es karsztvízszint emelkedés volt tapasztalható. Csepregi *et al.* (2004) előrejelzése szerint a jelenlegi 120 m tszf-i magasságú karsztvízszint 2020-ra elérheti a 130 m tszf-i magasságot.

Tata langyos (15-22 °C-os) karsztvízei közepes keménységűek (220-240 mg/l CaO), összes oldott anyagtartalmuk 600-800 mg/l, **Ca-Mg-hidrogénkarbonátos** jellegűek és jelentős a szabad CO₂- és H₂S tartalmuk (Csepregi *et al.* 2004). Jelenleg a Pokol I. és II., valamint a Fényes I. és II.m termelőkutak üzemelnek és vizük átlagos felszínalatti tartózkodási ideje 30-50 évre tehető. Csepregi *et al.* (2004) alapján az Öreg-tótól nyugatra eső területen a mészkő nem csak főkarsztvizet tartalmaz, hanem a térségre jellemző talajvizek is keveredhetnek a kutak vizébe.

Dunaalmás forrásai közül a Csokonai és Lilla-forrás emelendő ki, amelyek közül már csak az előbbi aktív (**3-5. ábra**). A H₂S-ben gazdag **Csokonai-forrás** környezetében a vízből még ma is válik ki fehéres mészkéreg. A forrást Emszt (1929) földes bikarbonátos kénes forrásként írta le, míg kémiai összetételét Sarló (1946) közölte. A forrás közelében mélyített fűrés a felszín alatt 9-36 m között holocén édesvízi mészkövet harántolt, amiben három folyóvízi kavicsréteg települ közbe. A forrás langyos karsztvíze egy, kb. 15 m-es dunai üledék alatt áll, kiemelt helyzetű rögből származik (Scheuer és Schweitzer 1981a). A **Lilla-forrás** egykor közvetlenül a Duna partján fakadt, de ma már nem működik. Dunaalmástól É-ra, a Duna szlovákiai oldalán található patpusztai források eredetük szerint a Gerecse hegységi hévforrásokhoz tartoznak.



3-5. ábra: Dunaalmás, Csokonai-forrás.

IV. MINTAGYŰJTÉS ÉS VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

IV. 1. Terepi megfigyelések és mintagyűjtés

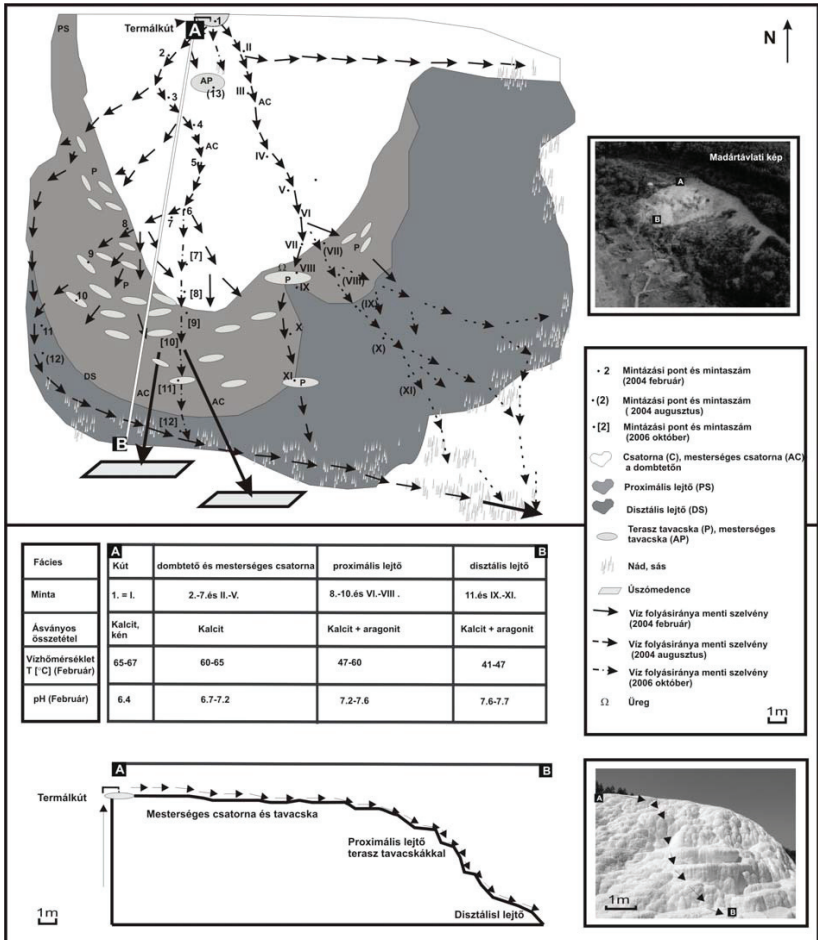
A terepbejárások során a hazai előfordulások közül a Dunántúli-középhegység (Balaton-felvidék, Gerecse, Budai-hegység), a Bükk (pl. Sebesvíz, Szalajka, Mónosbél, Bélapátfalva) és a Mecsek (Tettye) édesvízi mészköveit gyűjtöttem be, de számos szlovákiai, törökországi és olaszországi édesvízi mészkőképződményt volt lehetőségem megtekinteni és mintázni. A dolgozatban az egerszalóki, valamint gerecsei és budai-hegységi előfordulásokon végzett vizsgálatok eredményeinek bemutatására koncentrálok.

Egerszalók

Az első terepbejárások alkalmával az egerszalóki édesvízi mészkő és termásvíz minták lettek begyűjtve téli, nyári és őszi időjárási viszonyok mellett (2004 február, augusztus, október és 2006 október), a szezonálisan változó időjárási viszonyoknak az édesvízi mészkő képződés során fellépő stabilizotóp-frakcionációs folyamatokra gyakorolt hatását vizsgálva. A víz és édesvízi mészkő minták begyűjtése 3 szelvény mentén történt, de kiegészítő mintákat is gyűjtöttem az egyes mikrofaciéseknak megfelelően, amelyek közül néhány minta a már aktívan nem képződő részokről származott. A **4-1. ábra** a mintázási szelvényeket és pontokat szemlélteti. A helyszíni terepbejárások és a mintagyűjtés során a termásvíz hőmérséklete és pH-ja WTW LF-56 műszerrel lett meghatározva. A folyásirányok mentén történő vízmintázás során a vizet 100 ml-es üvegalackokba gyűjtöttem a stabilizotópos elemzésekhez. Az üvegeket a mintázásokat megelőzően detergenssel, majd hígított perklórsavval (HClO_4) tisztítottam ki, valamint deszillált vízzel öblítettem át. A vízben oldott karbonátot a helyszínen csapattam ki NaOH és BaCl_2 segítségével. Az aktívan képződő édesvízi mészkő minden fácies típusából gyűjtöttem be mintákat a szelvények mentén. Az édesvízi mészkő mintázása során a legfelső, tehát legfrissebben lerakódott részt mintáztam spatulával, figyelve arra, hogy ne történjen keveredés a már korábban lerakódott üledékekkel. Egyes esetekben a mintázás megbízhatóságának tesztelése végett speciális polietilén felületeket helyeztem az áramló vízbe. Ezzel a módszerrel lehetőség nyílt a frissen kivált karbonát mintázására és az üledékképződés sebességének a megfigyelésére is.

Gerecse és Budai-hegység

Az egerszalóki esettanulmányt követően a Gerecse és a Budai-hegység legjobb feltártságú, szelvény szerint mintázható édesvízi mészkő előfordulásait gyűjtöttem be. Ezek közé tartozott a Gerecséből a Tatai Porhanyó-bánya, a szomódi Les-hegy, a Kőpíte, a dunaalmási kőfejtősorból a Dunaalmás-Római, Dunaalmás 1. számú kőfejtő és a Vöröskői-



4-1. ábra: A egerszalóki édesvízi mészkődomb és termálvíz mintavételi pontjai, ásványos összetétele és fácies-típusai.

bánya; a központi Gerecséből a Süttő határában található Új-Haraszti, Hegyháti és Diósvölgyi kőfejtő, a Keleti-Gerecséből pedig a mogorósbányái Kő-hegy és Muzsla-hegy édesvízi mészköve. Azokból az előfordulásokból, ahol az édesvízi mészkő megfelelő feltártságú volt, részletes, több esetben 20-40 db mintát tartalmazó szelvények mentén történt a mintavételezés.

Ezt követően a 2004 és 2008 közötti időszakban a mintagyűjtést kiterjesztettem a Gerecse és a Budai-hegység szinte összes, jelenleg hozzáférhető és mintázható édesvízi mészkő előfordulására. A begyűjtendő előfordulások nagy számához és a megválaszolandó kérdésekhez igazodva a kőfejtők mikrofaciás típusainak kellő részletességű leírásához és az előfordulások átlagos stabilizotópos összetételének megállapításához 4-6 db mintában szabtam meg a kőfejtőnkénti átlagos mintaszámot. Így összességében több mint 100 előfordulás édesvízi mészkövet mintáztam a Budai-hegység és a Gerecse területéről stabilizotóp-geokémiai és szedimentológiai vizsgálatok céljából. A terepbejárások alkalmával meghatároztam az előfordulások GPS koordinátáit, tengerszint feletti magasságát, terepi szedimentológiai, geomorfológiai megfigyeléseket tettem, és az egyes előfordulásokból megfelelő mennyiségű mintát gyűjtöttem petrográfiai és geokémiai vizsgálatokhoz. Az U/Th mérésekre szánt minták begyűjtésekor fokozott figyelmet fordítottam a minták tisztaságára. Az üde fehér színű, kompakt, pórusokat nem, vagy csak alig tartalmazó mintákat részesítettem előnyben. Ez természetesen a feltárások jellegéből adódóan nem mindenütt volt lehetséges.

IV. 2. Petrográfiai vizsgálatok

Az összes feltárás fontosabb kőzettípusain (összesen mintegy 360 mintán) végeztem petrográfiai megfigyeléseket polírozott vékonycsiszolatokon optikai mikroszkóp segítségével, amelyeket elektron mikroszkóp (EPMA) vizsgálatokkal egészítettem ki. A mikroszkóp elemzésekhez JEOL JXA-733-as, három hullámhossz diszperzív spektrométerrel (WDS) és egy energiadiszperzív spektrométerrel felszerelt műszert használtam, Dr. Dobosi Gábor és Dr. Nagy Géza segítségével. A karbonát minták frissen tört felületét hígított (3-5 %-os) HCl-val készítettem elő a pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokhoz, amelyek során a szingenetikus és biogén struktúrák meghatározhatóak voltak.

IV. 3. Ásványos összetételi vizsgálatok

Az egerszalóki édesvízi mészkő ásványos összetételének meghatározása az MTA Geokémiai Kutatóintézetében történt mintánként 1000 mg anyagon Philips PW 1730 X-Ray diffraktométerrel, Tóth Mária és Dr. Németh Tibor segítségével.

IV. 4. Fő- és nyomelem geokémiai vizsgálatok

A egerszalóki karbonát és vízminták Ca, Sr, Mn, Fe és Mg koncentrációjának meghatározása (ppm-ben és s %-ban, illetve mg/l-ben) Perkin-Elmer 5000 Atomadszorpciós spektrométerrel történt az MTA Geokémiai Kutatóintézetében, Borsodiné Dr. Kovács Magdolna és Brucknerné Dr. Wein Alice segítségével.

IV. 5. Stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok

A mintavétel módja hatással lehet a stabilizotópos elemzések eredményeire. A begyűjtött kőzetpéldányokból mikrofűróval történő mintázás az édesvízi mészkövek esetében nem célszerű, mivel ha kis mennyiségű mintát veszünk, nagyobb eséllyel mérhetjük a másodlagos karbonát összetételét, ami inhomogenitást okozhat egy adott mintán belül is a mért stabilizotópos összetételben, és így nem a kőzetre jellemző átlagos értéket kapjuk a mérések során. Édesvízi mészkövek esetén átlagos izotópos összetételt mérünk, amihez a minta tiszta részéből viszonylag nagyobb mennyiséget homogenizálunk.

Közel 100 budai-hegységi és gerecsei előfordulásból készült részletes (több mint 625) stabil szén- és oxigénizotópos elemzés az MTA Geokémiai Kutatóintézetének stabilizotópos laboratóriumában. A mérések részben Finnigan MAT delta S, részben Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerekkel készültek. A Finnigan MAT delta S tömegspektrométerrel történő szén- és oxigénizotópos elemzésekhez a karbonát minták feltárása (a porítást követően) külön feltáró rendszerben, vízmentes H₃PO₄-ban történt (McCrea 1950). A vákuumdesztillálással tisztított CO₂ gáz mintapalackokba lett fagyasztva, majd a tömegspektrométer segítségével a ¹³C/¹²C, illetve ¹⁸O/¹⁶O izotópok aránya lett meghatározva. A Finnigan delta Plus XP tömegspektrométerrel történő mérések esetén a Spötl és Vennemann (2003) által leírt vivőgázás technikát alkalmaztam.

A vizek δ¹⁸O elemzése Epstein és Mayeda (1953) CO₂-víz egyensúlyi módszere szerint történtek. A víz hidrogén izotópos összetételének meghatározása a H₂O-Zn reakciós módszer (Coleman *et al.* 1982, Demény 1995) és a Pt katalizátoros H₂-H₂O egyensúlyi módszer (Prosser és Scrimgeour 1995) szerint történt.

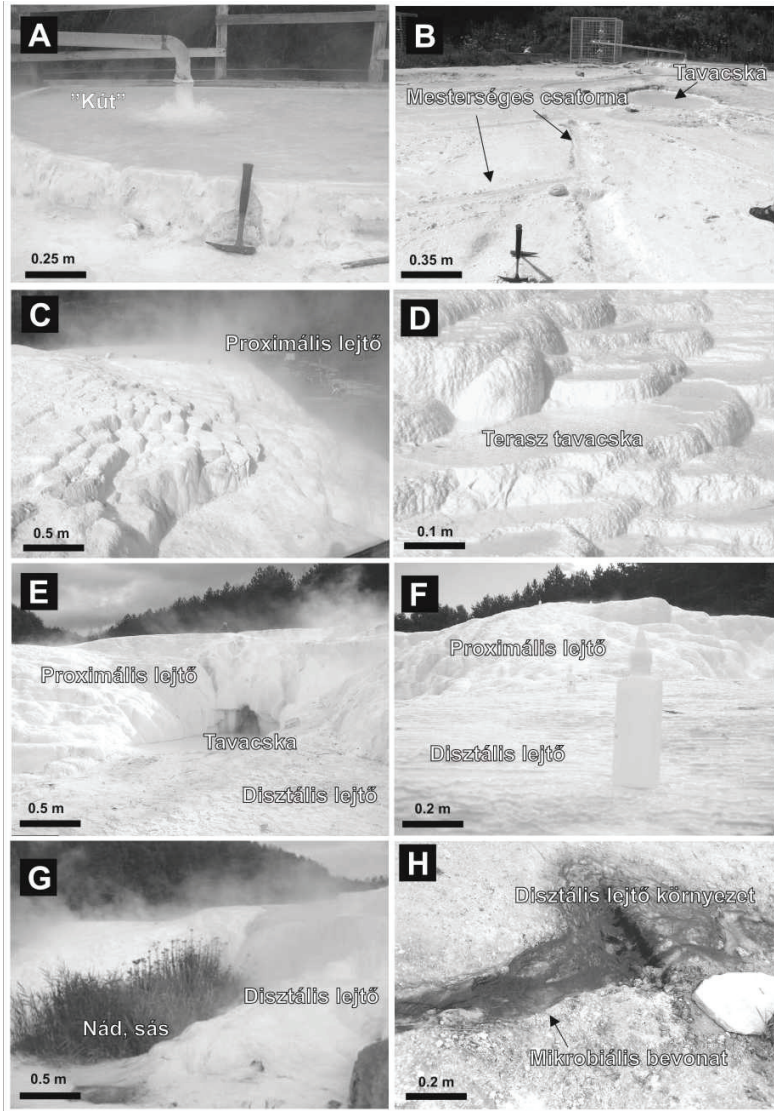
Az izotópos összetétel a hagyományos δ értékkel lett kifejezve ezrelékben (‰) a V-PDB (δ¹³C) és V-SMOW (δ¹⁸O, δD) sztenderdekhez viszonyítva. A reprodukálhatóság jobb volt mint ±0.1 ‰ a karbonátok δ¹³C és δ¹⁸O értékei esetében és ±0.2 ‰ a vizek δ¹⁸O, valamint ± 2 ‰ a vizek δD értéke esetében.

IV. 6. U/Th sorozatos kormeghatározások

53 feltárás 58 db mintáján végeztem összesen 87 db U/Th sorozatos kormeghatározást a tajvani National Taiwan University (NTU) Földtudományi Tanszékén. Az urán és tórium

izotópos összetételt és ^{230}Th koradatokat Thermo Electron Neptune tömegspektrométerrel, MC-ICPMS (Multi Collector – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) technika segítségével (Shen *et al.* 2002, 2006, 2008) határoztam meg. A minták kiválasztásánál előnyben részesítettem a szálaban álló, tiszta, tömött, üde színű kőzeteket. Mindezek ellenére nem mindegyik édesvízi mészkő volt alkalmas kormeghatározásra, elsősorban a Th-mal való szennyezettség következtében. A minták Th- szennyezettsége kihatással volt a mérések pontosságára is, így a legpontosabb mérés hibája $\pm 1,5$ ky (Tata-Öreg-tó, Kelet-5 minta) volt, míg az átlagos pontosság mintegy ± 50 ky-nek adódott. A mérési hiba nagysága a korok nagyságával párhuzamosan növekszik, így az idősebb minták kormeghatározása bizonytalanabb. Mivel a módszer felső mérési határa 600 ky, ezért az ennél idősebb minták mérése az U/Th sorozatos kormeghatározással nem volt lehetséges.

A nagy pontosságú U/Th mérések „ultratiszta” laboratóriumi körülményeket igényelnek. A minták összetörése, tömegük lemérése, a kémiai előkészítés és maga a mérés is különböző tisztaságú laborokban történik. Az édesvízi mészkőminták U/Th sorozatos kormeghatározáshoz való kémiai előkészítése „class-10 000” geokémiai „tisztalabor”-ban történt, „class-100 laminar-flow clean working bench”-ek használatával a National Taiwan University (NTU), Department of Geosciences (Taipei, Taiwan) Geochemistry Technology laboratóriumában. A kémiai előkészítés során ^{229}Th - ^{233}U - ^{236}U spike (sztenderd) oldatot használtunk. Az U és a Th elkülönítése Fe-sal való lecsapatással és anion-cserélő kromatográfiával történt. Az U-t és a Th-ot 1% HNO_3 + 0,005 N HF – ben oldottuk fel a mérések előtt (Shen *et al.* 2002). A mérések előtti mintaelőkészítés részletes leírását a dolgozat **DVD-4-1.melléklete** tartalmazza.



5-1. ábra: Az egerszalóki édesvízi mészkődomb fő üledékképződési környezetei: A, kút; B, mesterséges csatorna; C, proximális (közeli) lejtő; D, proximális lejtő terasz tavacskákkal; E,F, proximális és disztális (távoli) lejtő; G, H disztális lejtő a vegetáció és a mikrobiális tevékenység nyomaival.

V. EREDMÉNYEK

V. 1. A szedimentológiai vizsgálatok eredményei

V. 1.1. Az egerszalóki recens édesvízi mészkő szedimentológiai vizsgálata

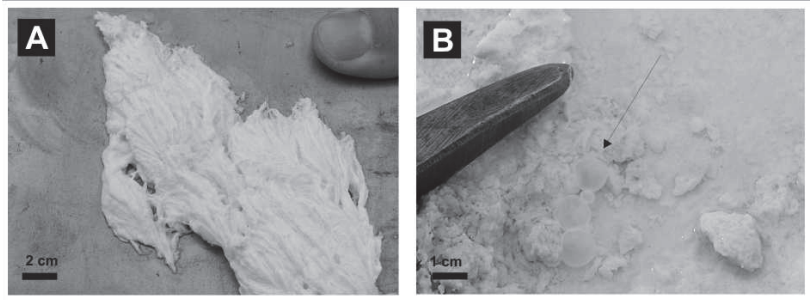
Az Egerszalóki travertínó egy lejtői típusú tetarítás forrás-dombként írható le, amely morfológiájában, és az üledékképződés módját illetően is nagy hasonlóságot mutat a világhírű törökországi Pamukkale (Denizli-medence, DNY-Törökország) (Özkul *et al.* 2002), és az Egyesült Államok-beli Mammoth Hot Springs [Yellowstone Nemzeti Park (Chafetz és Folk 1984, Inskeep és McDermott 2005)] travertínóival. Kis kiterjedése ellenére tartalmazza az édesvízi mészkővekre jellemző legfontosabb fáciestípusokat, szöveti elemeket és morfológiai struktúrákat. A travertínó domb négy fő üledékképződési környezetre osztható, úgy mint 1. kút és közvetlen környezete, 2. mestersége csatorna és tavacska, 3. proximális lejtő, 4. disztális lejtő (**5-1. ábra**).

Kút és közvetlen környezete

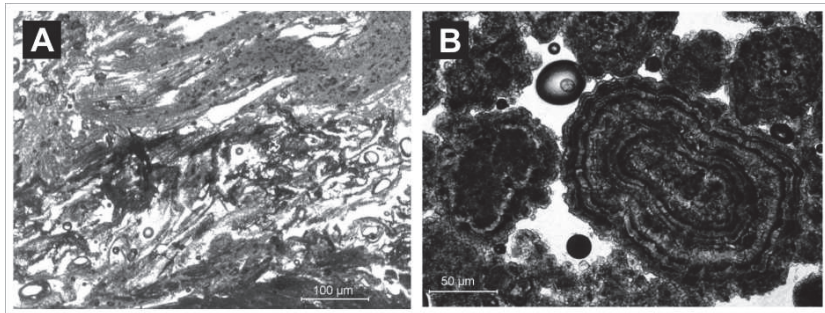
A termálvíz 67-70 °C-os hőmérséklettel áramlik ki a kútból, amelynek nyílása 1 méterrel a domb felszíne felett található (5-1. ábra, A). A kútból kiömlő víz a kút körül kialakított, mintegy 30 cm mély mesterséges medencébe folyik. A víz hűlése és az oldott CO₂ kigázosodása következtében, a víz túltelített lesz az oldott karbonátra nézve, és gyors üledékképződés indul meg a kút közelében. A kút környékén képződő édesvízi mészkő porózus, laza szerkezetű, és apró kis üregecskéket tartalmaz. A erős kénes szag H₂S jelenlétére, a halvány sárga elszíneződés és a szálas szerkezetű karbonát a kút körül elemi kén képződésére utal.

Mesterséges csatorna és tavacska

A kútból kifolyó víz a betonmedencéből mesterségesen kialakított csatornákon folyik tovább az enyhén lejtő domb tetején 15-20 m hosszan, aztán pedig folytatva útját a proximális lejtőn, egészen a termálvizes medencéig. A két fő csatornában (5-1. ábra, B), ahol a víz hőmérséklete 45-55 °C, fotoszintetizáló baktériumok mikrobiális szőnyeget alkotnak. Helyenként szulfid-oxidáló szálas baktériumok (Aquificales csoport) is jelen vannak (Zenke 2002). A csatornák irányát a fürdő karbantartói folyamatosan változtatják, hogy a frissen kiváló hófehér üledék minél nagyobb felületet borítson be. Mindezek következtében az édesvízi mészkő vastagsága a domb különböző részein eltérő, és az üledékképződés sem folytonos. A csatornák mélysége kisebb, mint 10 cm, és a gyorsan áramló termálvíz időnként a szálasan kiváló travertínó üledék kisebb darabjait is magával sodorja. (**5-2. ábra**, A). A csatornák onkoidos és sztromatolitos képződményeket is tartalmaznak (**5-2. ábra**, B).



5-2. ábra: A, fonalas csatorna üledék; B, karbonáttal bevont buborék.



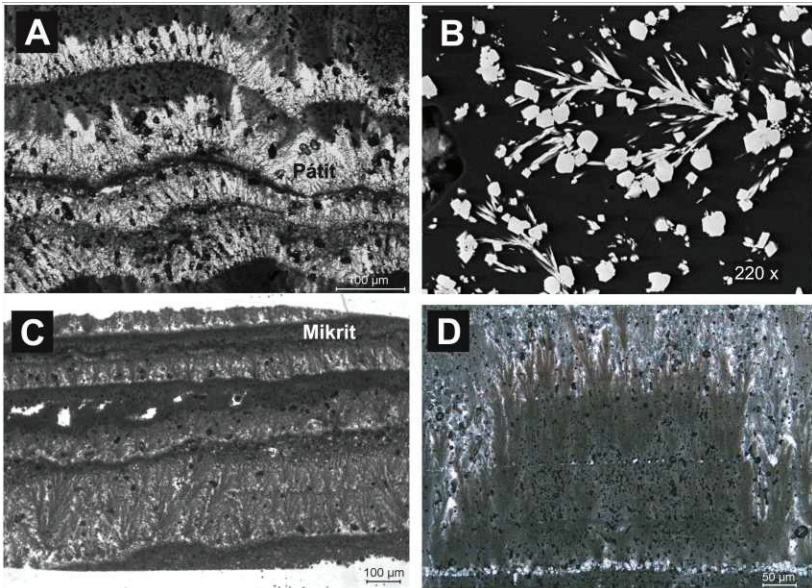
5-3. ábra: A, bakteriális bevonat vékonycsiszolati képe; B, sztromatolitos üledék a csatorna-fáciéből.

A domb tetején, a csatornák szomszédságában kisebb mesterséges tavacsák is előfordulnak, amelyekben a víz hőmérséklete kissé alacsonyabb, a tavacsák alján pedig apró kis buborékok (calcified bubbles) figyelhetőek meg, a kigázosodás nyomait őrizve (5-2. ábra, B). Szintén a tavacsák aljára jellemző üledékek a szabálytalan kalcit-lemez (calcite sheet) töredékek és a bakteriális eredetű szállakkal együttesen kivált fonalas megjelenésű travertínók (5-3. ábra, A). Hasonló megjelenésű, az angol szaknyelven ún. „paper-thin raft”-ként emlegetett kalcitlemez töredékeket viszonylag gyakran említenek termálforrások környékéről (Weed 1889, Pursell 1985 in Chafetz és Lawrence 1994, Chafetz *et al.* 1991, Guo és Riding 1998, Fouke *et al.* 2000, Fouke 2001, Özkul *et al.* 2002), és barlangok hideg vizes tavacskaiból (Baker és Frostick 1951, Black 1953).

Proximális (közeli) lejtő

A proximális lejtő jellegzetes mikro-üledékképződési környezetei a teraszok, mikroteraszok, terasz tavacsák. Az egerszalóki teraszok és tavacsák kisebbek, mint 1 m, és kis méretű vízesések választják el őket egymástól, amelyeken a víz vékony hártaként folyik le, míg a tavacsákban a vízmélység akár a 20 cm-t is elérheti. A vízesések jellegzetes üledéke a kristályos kéreg (crystal crust).

A proximális lejtő hossza 10-15 méter, átlagos lejtése 45°, de helyenként teljesen függőleges is lehet. A lejtés mértéke a domb eredeti morfológiájától, és a kiváló karbonát mennyiségétől is függ. A helyi eltérések a különböző mikrofaciés típusokban is megnyilvánulnak. A *teraszos lejtő* az egerszalóki előfordulás egyik leglátványosabb eleme, amely az eredeti domb morfológiáját követve képződött. Közel függőleges terasz falak, terasz és mikroterasz tavacsák, tószegélyek, mikro-vízesések jellemzik (5-1. ábra). A teraszok mérete 0,1 - 1 m között, a terasz tavacsák mélysége pedig néhány cm és 1 m között alakul. A terasz tavacsák falait kristályos kalcit kéreg alkotja, ami 0,1-1 mm vastag pátitos és mikrites rétegek váltakozásából épül fel (5-4. ábra, A). A terasz tavacsák 0,1-1 m átmérőjűek, mélységük néhány cm-től 20-30 cm-ig terjed. Az egerszalóki tavacsákban előforduló üledékeket összehasonlítva a Guo és Riding (1998) és Özkul (2002) által leírt, hasonló üledékekkel, kevesebb a pizoid és papír vékonyságú kalcitlemez töredék, viszont a kalcittal bevont buborékok, és shrub (bózót)-szerű üledékek Egerszalókon is nagy számban fordulnak elő. A shrub szerkezetek esetében eltérő vastagságú mikrites és pátitos rétegek váltakoznak (5-4. ábra, B, C), és előfordulásuk elsősorban a domb tetején található tavacsákra, és a proximális lejtőre jellemző. A shrub-szerkezetek esetében a kalcitkristályok mikrobiális struktúrák körül váltak ki, amelyek helyenként tortaszerű szerkezetet alkotnak (5-4. ábra, D). A pátitos rétegek vastagsága 50-200 µm, míg a mikrites rétegek általában 50 µm átlagos vastagságot érnek el. A pátitos rétegeken belül mikrites bokor-formák szolgálnak a pátos kristályok vázaként. A bokorszerű formák kis kivételtől eltekintve a rétegekre merőlegesen állnak (fototróf hatás miatt), de néhány esetben a vízfolyás irányát is tükrözhetik (Chafetz és Guidry 1999). A shrub-szerkezeteken kívül egyéb



5-4. ábra: **A**, a terasz tavacsákáit borító kristályos kalcit kéreg 0,1-1 mm vastag pátitos és mikrites rétegek váltakozásából épül fel; **B**, shrub szerkezet visszaszórt elektron képe, a bakteriális eredetű fonalakon található kalcit romboéderekkel; **C**, a shrub szerkezetek eltérő vastagságú mikrites és pátitos rétegekből épülnek fel; **D**, tortára emlékeztető shrub-szerkezet.

laminált struktúrák [pl. onkoidok és kristályos kérgék (5-4. ábra, A)] is megfigyelhetőek voltak a vékonycsiszolatos vizsgálatok során. A proximális lejtő lábánál, ahol a víz hőmérséklete 45-50 °C körül van, gyakoriak a sötétzöld bekéregzések, cianobakteriális bevonatok (*Oscillatoria spp.*, *Lyngbia spp.*) (Dobos *et al.* 2005) (5-1. ábra, H).

Disztális (távoli) lejtő

A disztális lejtő (5-1. ábra, G) a proximális lejtő folytatásának tekinthető, lejtése kisebb, mint 15°. A disztális lejtőről már hiányoznak a teraszok, és az egyéb jellegzetes lejtő üledékek (tavacszkák, vizesések). Az alacsonyabb vízhőmérséklet (~40 °C) és kisebb vízmélység (1-2 cm) következtében megjelennek a fejlettebb növények (fű, nád, sás), amiket a karbonát bekéregz. A sekély (< 2 cm) csatornák összegyűjtik a proximális lejtő vizét, és a disztális lejtőn keresztül folyva jutnak a medencékbe, illetve az elvezető patakba, ahol már csak minimális karbonát kiválás figyelhető meg. A travertínókon kívül finom szemcséjű breccsák, terrigén szemcsék és egyéb klasztos üledékek szintén előfordulnak kisebb mennyiségben a vizesések lábainál, elsősorban az erózió és az abláció következtében. A litoklasztok és fragmentumok főként a proximális lejtő üledékeiből származnak és sokszor beágyazódnak a frissen képződő mészkőbe.

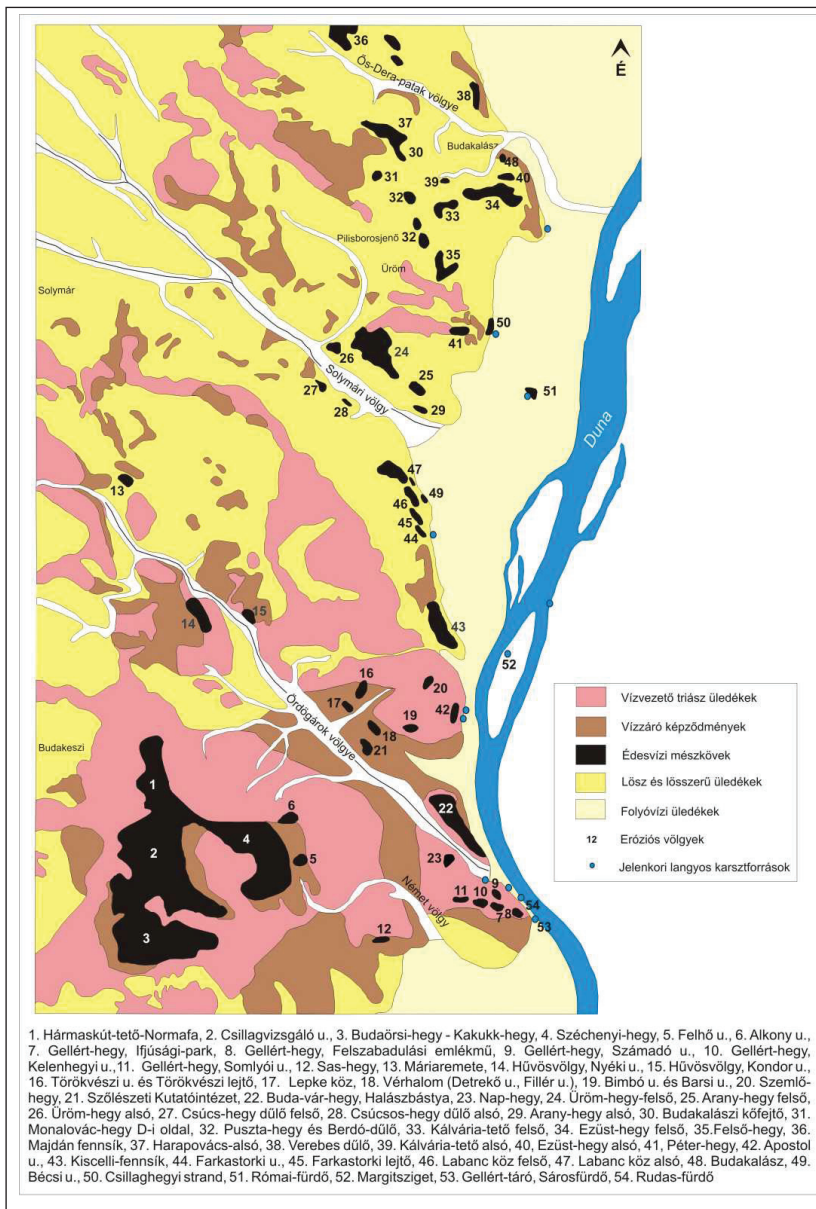
V.1.2. A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészköveinek szedimentológiai vizsgálata

Az egyes előfordulások szedimentológiai vizsgálata terepi, makroszkópos és mikroszkópos megfigyeléseken alapult. A dolgozat csak a legfontosabb eredmények és levonható következtetések bemutatására szorítkozik. Vékonycsiszolatok a minták nagy száma miatt az egyes előfordulások legfontosabb fácies típusait képviselő mészkövekből, valamint a részletes szelvény szerint mintázott előfordulások mintáiból készültek. Utóbbiak közé tartoznak a Gerecseből a Les-hegyi, Dunaalmás-római-, Dunaalmás-alsó, Tata Porhanyó-bánya, Vértesszőlős paleolit-telep, Süttő-Diósvölgyi, Új-Haraszti és Hegyháti kőfejtők, a Budai-hegységből pedig a vár-hegyi, budakalászi és felső-hegyi előfordulások édesvízi mészkövei. A szöveti leírások során főleg Folk (1959) és esetenként Dunham (1962) által elkülönített szöveti kategóriákat használtam fel.

V.1.2.1. Budai-hegység

V.1.2.1.1. Pleisztocénnél idősebb édesvízi mészkövek a Budai-hegységből

Budai-hegységben a pleisztocénnél idősebb (pannon?) édesvízi mészkövek a Széchenyi-hegy, Szabadság-hegy, Normafa, Kakukk-hegy és Budaörsi-hegy környékén találhatóak (>400 m tszf) (5-5. ábra), és jól elkülönülnek a pleisztocén-holocén édesvízi mészkövektől,



5-5. ábra: A Budai-hegység vázlatos földtani térképe, feltüntetve az édesvízi mészkő előfordulásokat (Scheuer és Schweitzer 1974a alapján, módosítva).

amelyek a Budai-hegységben 100-300 m közötti magasságokon fordulnak elő. A pannon mészkövekből összesen 17 helyről, többnyire törmelékes előfordulásokból gyűjtöttem mintákat a vizsgálatokhoz. Törmelékesek voltak a Hármaskút-tető (1. tábla), Csillebérc-Csillagvizsgáló út (2. tábla), Budaörsi-hegy (3. tábla), Kakukk-hegy (4. tábla), Széchenyi-hegy (5. tábla), Fülemlüle út (6. tábla), Farkasvölgyi út (7. tábla), Rege út (7. tábla), Magas út (8. tábla), KFKI (9. tábla), Ágnes út (10. tábla), Normafa-tető és Normafa, Siugró sánc (11. tábla) édesvízi mészkövei, míg a legiobb feltártságú előfordulásnak a Tündérhegyi-kőfejtő (12. tábla) szelvénye bizonyult. A pannon édesvízi mészkövek mind megjelenésükben, mind szövettípusukban eltérnek a pleisztocén mészkövektől, de az egyes előfordulások között is mutatkoznak különbségek a szövettípusokat illetően. Ezeknek a mészköveknek a képződése a Pannon-tó kiédesedő lagunáiban, elzárt tengeröbleiben ment végbe, amit faunatartalmuk is igazol. A pannon édesvízi mészkövek jellemzően barnásszürke és sötétbarna színűek, tömöttek, kemények („normafai típus”, 5-6. ábra), faunamaradványokban, másodlagos karbonátokban gazdagok. Jellemzőek a csigamaradványok (pl. Magas u.), az algás sztromatolitos szerkezetek (pl. Csillebérc-Csillagvizsgáló út), ostracoda- és egyéb héjtörödékek (pl. Budaörsi-hegy), de klasztok, pelleték is előfordulnak a mikritis szövetben. Jellemző a biomikritis (pl. Budaörsi-hegy), intramikritis (pl. Széchenyi-hegy) pelmikritis szövettípus (bioklasztos, intraklasztos wackestone), de mikropátos, pátitos részek is előfordulnak helyenként (pl. Normafa-tető). A Normafa, Siugró-sánc mészköve faunagazdag, biomikritis (bioklasztos wackestone) szövetű, jó megtartású csiga és ostracoda héj maradványokkal, alga és Characetermés szerű elemekkel. A Fülemlüle utca édesvízi mészköve szintén a biomikritis (bioklasztos wackestone) szövettípusba sorolható a mikritis mátrix és a molluszka héj töredékek nagy száma következtében. A Rendőrtiszi Főiskola előtt húzódó Farkasvölgyi út (7. tábla) mentén előforduló édesvízi mészkövek nagyon



5-6. ábra: A Normafa-tető jellegzetes, barna színű, kompakt édesvízi mészköve.

kemény, kristályos, világosbarna és sárgás-vöröses színű kőzetek. Mikrofaciás vizsgálatok alapján intrapátitos és mikritis szövetűek (mudstone), flóra és faunamentesek. A Központi Fizikai Kutatóintézet (KFKI) mellől begyűjtött faunagazdag minták egy része a vékonycsiszolatos vizsgálatok során szintén eocén márgának bizonyult, süntüske, Miliolina-féle, vörösalsa elemekkel és biomikritis (bioklasztos wackestone) szövettípussal. A pleisztocénnál idősebb Budai-hegységi édesvízi mészkövek legérdekesebb és egyben legkérdésebb típusa a Tündérhegyi-kőfejtő homogén kalcitból felépülő cseppkőszerű képződménye (12. tábla). Az előfordulás édesvízi mészköve egyaránt magán viseli a mésztufák és a travertínok ismertetőjeleit is, a kőfejtő falának egyes áthajlásos formái pedig vízesekekre emlékeztetnek. A begyűjtött minták többsége vajszerű, sárgásfehér, kompakt, tömör, porúsmentes, mikrokristályos, csepp-

köszérű, de a belső lamináltság általában hiányzik. A vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján a köfejtő édesvízi mészkövére a flóra- és faunamentes pelmikrites és intrapátitos szövet jellemző.

V.1.2.1.2. Pleisztocén édesvízi mészkövek a Budai-hegységből

A **Budai-hegység pleisztocén édesvízi mészkövei** a pannon mészköveknél változatosabb üledékképződési környezetekre (pl. tavi, forráskúpos) utalnak, és ennek megfelelően morfológiájuk is változatosabb, bár a terület nagyfokú beépítettsége következtében ma már nehezen hozzáférhetőek.

Német-völgyhez kapcsolódó édesvízi mészkövek

A pleisztocén mészkövek közé sorolhatóak jelen tanulmány korvizsgálatai alapján a Németvölgy édesvízi mészkövei, köztük a gellért-hegyi előfordulások is. A Gellért-hegyről négy előfordulást vizsgáltam, amelyek közül az Ifjúsági Park édesvízi mészköve 220-215 m tszf-i magasságon, a Számadó úti feltárás 195 m-en, a Kelenhegyi út 75. sz. alatti ház törmelékes előfordulása 170 m-en, míg a szintén törmelékes Somlói úti előfordulás 150 m-en települ. Az **Ifjúsági Parkban (5-7. ábra, 13. tábla)** egy egykori forráskúp (vagy forráshát) maradványa



5-7. ábra: A Gellért-hegy, Ifjúsági Park forráskúpos édesvízi mészkövének maradványa.

őrződött meg, míg a **Számadó u. 7. sz.** alatti, mintegy 4-5 m magas és kb 5 m széles előfordulás (**14. tábla**) egy egykori forrásfeltörési centrum maradványa lehet. A **Kelenhegyi út 75. sz. ház (15. tábla)**, és a **Somlói út** előfordulása (**16. tábla**) jelenlegi feltártságában nem alkalmas a képződési környezet rekonstrukciójára. A Gellért-hegy édesvízi mészkövei szürkésfehér színű, kemény, kompakt, jól rétegzett mészkövek, amelyek helyenként fitohermásak és növénymaradványokat tartalmaznak (pl. Kelenhegyi út), flóra- és faunamentesek, szövetük pedig a pelmikrites (pl. Ifjúsági Park), pelmikropátos (pl. Somlói út) típusba sorolható.

Az Ördög-árok völgyéhez kapcsolódó édesvízi mészkövek

Máriaremete szálban álló édesvízi mészköve helyezkedik el a legmagasabban (280 m tszf) a pleisztocén budai-hegységi előfordulások közül (**17. tábla**). A fehéres, vajszerű, masszív, tömött, pórusmentes, csigamaradványokban gazdag pelmikropátos szövetű mészkő nyíltvízi, tavi eredetű lehet. A **hüvösvölgyi** édesvízi mészkövek közül a **Nyéki úti** előfordulás 240

m (**18. tábla**), a **Kondor u.** mészköve 200-210 m tszf-i magasságban található (**19. tábla**). A mészkövek tömött, kompakt, flóramentes típusba tartoznak, 1-2 mm-es csigákat is tartalmaznak, pelmikrites szövetűek, és feltehetően tavi eredetűek, bár a Kondor utca esetében a völgyoldali kifejlődés sem zárható ki.

A **rózsadombi** előfordulások többnyire törmelékes formában maradtak fenn (pl. Törökvérszi út, Lepke köz, Detrekő u., Fillér u., Barsi u., Bimbó u., Bogár u., Szőlészeti Kutatóintézet), így esetükben az üledékképződés környezetére csak a mikrofaciás vizsgálatok alapján lehet következtetni. A **Törökvérszi úti** előfordulás (257 m tszf) 1-1,5 m-es tömbjeinek



5-8. ábra: A Lepke-közi előfordulás onkoidos, pizolitos édesvízi mészkövének vékonycsiszolati képe.

mészköve (**20. tábla**) szürkésfehér színű, tömött, flóra és faunamentes, mikrites-pelmikrites szövetű és feltehetően nyíltvízi tavi, esetleg völgyoldali környezetben képződhetett. A **Törökvérszi-lejtő** előfordulása (249 m tszf) egy 2 x 2 x 1 m-es, szálban álló mészkőtömb, ami morfológiája alapján egy egykori forráskúp maradványa lehet (**21. tábla**). A tömbből gyűjtött minták (1.-4.) vörösesbarnás színűek, tömötték, mikrokristályosak, flóra- és faunamentesek, és pelmikrites szövetűek. A **Lepke-köz** (183 m tszf) 1,5-2 m-es tömbjei szürkésfehér és sárgásbarna színűek, kompaktak,

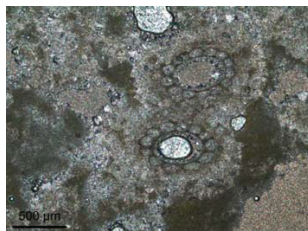
helyenként pizoidos-onkoidos kifejlődésűek (**22. tábla**). A pizolitok mérete a mm-től a több cm-ig terjedhet. Az oopátitos szövetben szabálytalan onkoidos formák és szabályos onkoidok és pizolitok egyaránt megfigyelhetők (**5-8. ábra**). A **Detrekő utcában** (227 m tszf) és a **Fillér utcában** (224 m tszf) mintegy 25-30 m-es magasságot átfogóan 3 szintben bukkanak elő az édesvízi mészkőtömbök és törmelékek, amelyek tömött, kompakt megjelenésűek (**23. és 24. tábla**). A Detrekő u. mészköve biopelmikrites szövetű, csigamaradványokat, valamint Characea termékek és száruk metszeteit tartalmazó sekélyvízi tavi üledék, míg a Fillér u. fehéresszürke mészköve flóra- és faunamentesek, pelmikrites, pelmikropátos szövetű, és sztromatolitos bekéregzéseket is tartalmaz. A **Barsi út** (174 m tszf) édesvízi mészköve szürkésfehér színű, tömött, mikrokristályos tömbökben fordul elő (**25. tábla**). Szövege pelmikrites-intramikrites, helyenként mikropátos, másodlagos karbonátokat tartalmazó, faunamentes, néhol növényi szárra emlékeztető elemek fordulnak elő benne. A jelenlegi feltártsági viszonyok között az üledékképződési környezet nem rekonstruálható, de a területre jellemző forráskúpos képződés valószínűsíthető. A **Bogár út** mentén (224 m tszf) az édesvízi mészkő masszív, tömött kifejlődésben, törmelékes közetként található meg (**26. tábla**). A **Bimbó út** 146. sz. ház kertjében (193 m tszf) 1-1,5 m-es tömbökben fordul elő a szürkésfehér színű, tömött, helyenként finoman rétegzett édesvízi mészkő (**27. tábla**). Szövege pelmikrites-oomikrites, de ostracoda teknő, és sztromatolitos, onkoidos formák is megfigyelhetők benne

a mikrobiális tevékenység nyomaként. A **Szemlő-hegy** tetején (234 m tszf) 1,5-2 méteres blokkokban, a kilátó alatt fordul elő az édesvízi mészkő, ami Korpás (szóbeli közlés) alapján egy egykori forráskúp maradványa (**28. tábla**). A kőzet szürkés színű, tömött, mikrokristályos, flóra- és faunamentes, mikrites - pelmikrites szövetű. A **Szólészeti Kutatóintézet** közelében (170 m tszf) részben törmelékként, részben szálban álló kőzetként, változatos kifejlődésben található meg az édesvízi mészkő (**29. tábla**). Jellemzőek a nagy méretű növényi maradványok, de a tömött, kompakt és vékonyrétegzett (intramikrites-intrapátitos szövetű) típus is előfordul.

A **Budai Vár-hegy** (150-160 m tszf) édesvízi mészkövéből már számos részletes szedimentológiai vizsgálat készült, amelyeket a Földtani háttér c. fejezetben említettem, így most csak az általam begyűjtött minták leírására koncentrálok. Az édesvízi mészkő a Vár-hegyen számos ponton (labirintus, a Fortuna utcai pince, Sziklakórházból nyíló járatrendszer) tanulmányozható (**30. tábla, a,b**). A Vár-hegy K-i falának tövéből gyűjtött I/1. minta masszív, tömött, viszonylag sok másodlagos karbonáttal, míg a II/1. és II/2. minta, lazább szerkezetű és növénymaradványokban, csigákban gazdag. A Vár-hegy D-i oldaláról származó minta szürkésbarna színű, pórusmentes, puha, mésztufa jellegű. A **Halászbástya** és a **Hilton szálló** alatti, mintegy 5 m vastagságú édesvízi mészkő előfordulás tömött, pórusmentes, vékonyrétegzett és pados kifejlődésű, pelmikrites szövetű és tavi eredetű. (150 m tszf) (**31. tábla**). A **Nap-hegy** édesvízi mészköve (145-150 m tszf) a Nap-hegy tér és a Tigris utca környékén, főleg törmelékes formában jelenik meg (**32. tábla**). A kőzet barnás színű, mikrohermás, növényi szárazakat, ostracodákat tartalmaz, biopelmikrites szövetű és feltehetően tavi eredetű.

A Solymári-völgyhöz kapcsolódó édesvízi mészkövek

A Solymári-völgyhöz kapcsolódó édesvízi mészkövek (Üröm-hegy, Arany-hegy, Csúcsos-hegy; 150-195 m tszf) tavi eredetűek. Az **Üröm-hegyi** előfordulást (190-195 m tszf) egy útbevágásban sikerült mintázni, 1 m vastagságban, amely az összlet felső rétegét tárja fel (**33. tábla**). A mészkő itt szürkésfehér, mikrohermás, kemény, tömött, vékonyrétegzett, helyenként vastagpados kifejlődésű, és növényi maradványokat is tartalmaz. A mikforációs vizsgálatok pelmikrites-biopelmikropátos szövetet, növényi szárazakat és Characea terméseket tártak fel. Az **Arany-hegy felső** előfordulás (177 m tszf) mészköve út menti törmelékek formájában nyomozható (**34. tábla**). A mészkő barnás színű, mikrohermás, növénymaradványokban, Characea maradványokban gazdag (**5-9. ábra**). Az üledékképződés egy sekélyvízi tóban mehetett végbe. A **Csúcshegy-dűlő felső** édesvízi



5-9. ábra: Characea szárazak és termései metszetei gyakoriak az Arany-hegy édesvízi mészkövében.

mészkövéből (171 m tszf) ma már csak 1-2 törmelékes közetdarab található meg a Vadóc utca környékén (**35. tábla**).

A Dera-patak völgyéhez kapcsolódó előfordulások

A Solymári-völgy és a Dera-patak völgye közti területen, valamint a Dera-patak völgyétől É-ra található édesvízi mészkő összletek túlnyomórészt szintén tavi üledékképződési környezetben keletkeztek (pl. Budakalász, Kálvária-tető, Majdán-fennsík, Felső-hegy, Ezüst-hegy, stb). A **budakalászi kőfejtő** (230 m tszf) szedimentológiájával számos szerző (pl. Kovács 1995, Kele *et al.* 2003, Scheuer 2008) foglalkozott, és eredményeiket a Földtani háttér c. fejezetben már összefoglaltam. A bányában az édesvízi mészkő 15-20 m vastagságban települ az Ős-Dera-patak kavicsos üledékére, amely 15-30 cm-es Dachsteini mészkő, Hárshegyi Homokkő, és egyéb, vulkáni eredetű görgetegeket is tartalmaz (**36. tábla**). Az U/Th vizsgálatokhoz begyűjtött tömött, kompakt, csigamaradványos minták pelmikropátos szövetűek és az előfordulás nyíltvízi tavi fáciesét képviselik. A **Pusztá-hegyi** előfordulás két, közel azonos magasságú (220-235 m tszf) kúpot alkot az ürömi út mentén (**37. tábla**). A **Pusztá-hegy I.** feltárás (222 m tszf) szálban álló, barna színű, kompakt, növényi maradványokat és csigákat is tartalmazó (bio)pelmikrites-pelmikropátos szövetű mészkőve a rétet átszelő út alól bukkan elő. A **Pusztá-hegy II.** feltárás (225 m tszf) törmelékes mészkőve sárgásbarna színű, puha, szivacsos, üreges, erősen mállott, biopelmikrites szövetű és növényi maradványokat tartalmaz. A feltárás morfológiája alapján a kúpos eredet lenne valószínű, de a növénymaradványok sekély tavi környezetre is utalhatnak. A **Berdő-dűlő** édesvízi mészkőve a Pusztá-hegy szomszédságában, vele azonos magasságon (223 m tszf) található, 1-2 m-es blokkok formájában (**38. tábla**). Kompakt és laza típus egyaránt előfordul a növénymaradványokat, ostracodákat is tartalmazó, mikropátos-pelmikropátos szövetű, tavi eredetű üledékben.

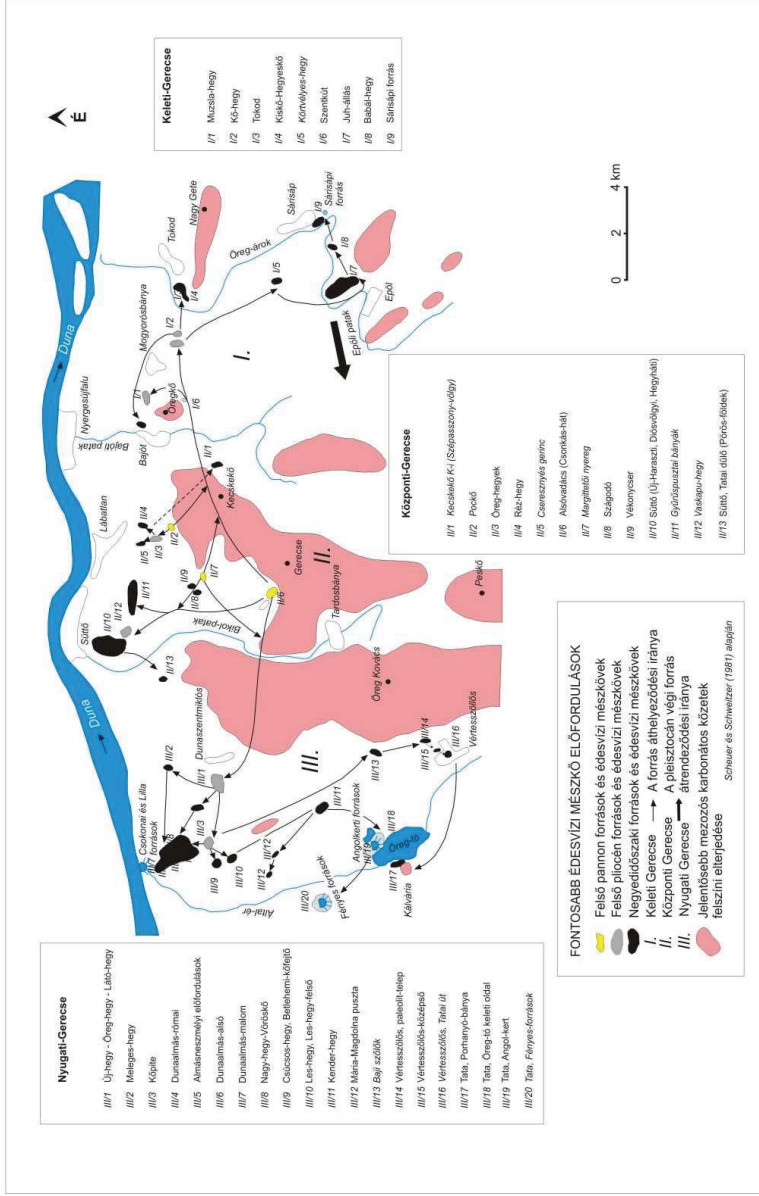
A **Kálvária-tető felső** édesvízi mészkövet (205-225 m tszf) egy egykori kőfejtő tárja fel 10-15 m vastagságban (**39. tábla, a, b**). A korábbi irodalmak (Schréter 1953, Scheuer 1996b, 2004a) nagyméretű forrásküpként írták le a bánya mészkövet. Munkám során stabilizotóp-geokémiai módszerekkel próbáltam eldönteni, hogy a forráskúpos elmélet megállja-e a helyét. A kőfejtő különböző pontjairól gyűjtöttem be 30 db mintát a feltételezett forráskúp lefedésére. Az előfordulás központi részét szinte teljesen elbányászták, így csak az aljzat, valamint a peremi részek mintázására nyílt lehetőség. A kőfejtő északi oldalán a mészkő szelvény szerint mintázható, ami kiváló alkalmat nyújt az üledékképződés időbeli változásának nyomon követésére. A szelvény változatos, és számos mészkőkifejlődési típus különíthető el benne. A mészkő szürkésfehér színű, kompakt, de a laza kifejlődésű, növénymaradványokat tartalmazó típus éppúgy képviselteti magát, mint a mészhomok és homokkő rétegek. Gyakori a pados és vékonyrétegzett kifejlődés, de mikrotetarátás elemek is megtalálhatóak. A bánya északi szelvényének jellegzetessége a sárga homokkő betelepülés, amely több Budai-hegységi

előfordulásban (pl. Felső-hegy) is előfordul, és a mészkő kiválás (paleoklimatológiai okokból történő) időszakos szünetelésére utal.

Az **Ezüst-hegy** édesvízi mészkőve (186 m tszf) Budakalásztól délre, a Kálvária-tető előfordulással közel egy szinten, a Sugár út bevágásában tanulmányozható szálban és törmelékes formában (**40. tábla**). A kőzet barnásszürke, kemény, üreges, sok másodlagos karbonáttal, mikropátos, pelmikropátos szövetű, ostracoda héjakkal. A mészkő tavi környezetben képződhetett. A **Felső-hegyi** előfordulás Békásmegyertől DNY-ra, a Felső-hegy fennsíkján települ 219-233 m tszf-i magasságon (a budakalászi mészkővel egy szinten), 10-15 m vastagságban. A mészkövet egy 6-8 m vastag szelvény tárja fel (**41. tábla, a, b**), amely mentén 15 db mintát gyűjtöttem be. A függőleges szelvény jól tükrözi a mészkő képződésében beálló változásokat. A szelvény alsó 2,5-3 m-es része sekélytavi, partközeli üledékképződési környezetet jelez (Characea és egyéb növényi maradványokkal, kagylóhéjjal), amit a szelvényben felfelé többször ismétlődő vízszintsökkenés és kiszáradás szakított meg. A szelvényben 2-3 m magasságnál (a réteghatáron) nagy változás állhatott be az édesvízi mészkő képződésében. A szelvény felső részének kemény, vastagpados mészkőve egyértelműen a tó újraéledését, és a nyíltvízi tavi üledékképződési feltételek újbóli kialakulását jelzi. Szövege pelmikrites (bioklasztos wackestone), amely ismét gazdag növény és Characea maradványokban. Az eredeti helyzetükben rögzült szár- és levélenyomatok az 1 cm szélességet és 5-8 cm magasságot is elérhetik. A pomázi **Majdán-fennsík** édesvízi mészkőve (180-185 m tszf) a Budai-hegység legészakibb előfordulása, ma már csak allochton tömbökben mintázható (**42. tábla**). A mészkő masszív, tömött, rétegzett, pados megjelenésű, pelmikropátos szövetű, növénymaradványokat nem, de 2-3 mm-es csigákat nagy számban tartalmazó nyíltvízi tavi üledék.

A Duna völgyéhez kapcsolódó előfordulások

A Rózsadomb Duna felé eső oldalán, az **Apostol u. 15-17. sz.** ház kertjében, 1-3 m-es tömbökben, törmelékes (esetenként szálban álló?) formában, 160 m tszf-en fordul elő a masszív, tömött, pörusmentes, pelmikrites szövetű, ostracodákat és apró növényi maradványokat tartalmazó édesvízi mészkő, amely feltehetően tavi eredetű (**43. tábla**). A **Kiscelli-fennsík** édesvízi mészkőve (140-145 m tszf) a Schmidt-kastély alatti köfajtóban tárul fel 4 m vastagságban (**44. tábla**). A szelvény alsó része pados kifejlődésű, míg a felső szakasz finoman rétegzett, szivacsos szerkezetű és gyakoriak benne a méziszapos betelepülések és a növénymaradványok. A mészkő pelmikrites szövetű és egy elmosarasodó tó üledékének tekinthető. A **Farkastorki út** (154 m tszf) édesvízi mészkőve építkezések révén tárult fel egy rövid időre az út Duna felé eső oldalán két udvarban (I., II.) (**45. tábla, a, b**). Az I. udvar rétegsorának alsó 1,5 m-es része vastagpados, helyenként vékonyrétegzett masszív tömött mészkő, amely több cm-es növényi szárat is tartalmaz, és a tavi, partközeli fáciest képviseli. A II. udvar 3-4 m vastagságban tárja fel az édesvízi mészkövet, amiben fekete részek is megfigyelhetők, és gyakoriak a másodlagos karbonátok, borsókövek is. A mészkő itt szivacsos, morzsálékos, és



összecementált növényi szárazokban, Characea maradványokban gazdag sekély tavi, tóparti környezetet jelez, bár a szelvény közepéből nyíltvízi tavi környezetre utaló kompakt, növénymentes minta is előkerült, ami a tó vízszintingadozásával magyarázható. A **Laborc-köz** édesvízi mészkövét (160 m tszf) csak bizonytalan eredetű törmelékek formájában sikerült megtalálni (**46. tábla**). A begyűjtött minták szürkésbarna kompakt mészkövek, amelyek 0,5-1 cm-es csiga kőbelek is tartalmaznak. A **Bécsi úton**, a Shell benzinkútval szemben, 118 m tszf-on méteres tömbökben található az édesvízi mészkő, amelyek feltehetően magasabb részekről csúsztak le (**47. tábla**). A mészkő fehéresszürke, puha, tömött, pórusmentes, helyenként mikrohermás, mésziszapos, mm-es csiga kőbelek tartalmazó, pelmikrites szövetű tavi képződmény.

V. 1.2.1.3. Holocén és recens édesvízi mészkövek és mészképző források Budapesten

A **Margitsziget** Pest felőli oldalán, a parton található az a 10-30 cm vastag, szürke, üreges, mésztufaszzerű karbonátos kiválás, ami a Zsigmondy féle kút elfolyó vizéből vált ki. A **Gellért-tározó** és a **Gül-baba forrás** aknájában a karbonát vékony kalcitlemezkek formájában válik ki a közel 40 °C hőmérsékletű vízből a víz felszínén (**48., 49. tábla**). A **Rudas-fürdő** édesvízi mészkövét (**49. tábla**) Veres (2007), az **Árpád-forrás** (**50. tábla**) holocén kiválásait Horváth *et al.* (2008) részletesen ismertette, ezért a képződmények leírásától eltekintek.

V. 1.2.2. Gerecse

A Gerecseben a felső-pannon édesvízi mészkövek nem különböznek el olyan egyértelműen, mint a Budai-hegységben, ezért az egyes előfordulások rövid szedimentológiai leírását is az egyes hegységreszekre bontva, a Keleti-, Központi-, és a Nyugati-Gerecsét külön-külön tárgyalva végzem el (**5-10. ábra**).

V. 1.2.2.1. Keleti-Gerecse

A Duna-völgyéhez kapcsolódó előfordulások közé sorolható a Mogyorósbánya határában található Muzsla-hegy és Kő-hegy édesvízi mészköve. A **Muzsla-hegy** (330 m tszf) 10-12 m vastagságú édesvízi mészköve a hegy kúpját borítja be (**51. tábla**), de a hegy oldalában lecsúszott blokkok formájában is megtalálható. Az egykori bánya 6-9 m vastagságban tárja fel a változatos kifejlődésű, csigákat, héjakat, Characea maradványokat tartalmazó, biomikrites szövetű, tavi-mocsári típusú mészkövet. A feltárás alsó 2-3 méterét kompakt, vastagpados mészkő alkotja, amit helyenként növénymaradványokat tartalmazó rétegek tagolnak. A vastagpados részt a felső vékonypados rétegektől egy 0,5 m vastag, szögletes mészkődarabokat tartalmazó mésziszapos, rész választja el.

A Keleti–Gerecse legnagyobb előfordulása a Mogyorósbányai **Kő-hegy** édesvízi mészköve (285-298 m tszf) 15-25 m vastagságban települ a hegy tetején, de lecsúszott blokkjai 190 m tszf-on is megtalálhatóak az Öreg-árok patak völgyében (**52. tábla, a, b**). A mészkő



5-11. ábra: Forrásfeltérési centrum a mogyorósbányai Kő-hegyen.

alapvetően kompakt, vastagpados, helyenként vékonypados megjelenésű, jól rétegzett, több cm-es növényi maradványokat tartalmaz, és egy nagy méretű tóból képződhetett. A tetarítás, mikrotetarítás formák, forráskitörési centrumok (?) és vizesések is megfigyelhetők voltak a terepen (**5-11. ábra**). A Krolopp (1995) által leírt *Unio wetzleris* szint barnásszürke, tömött mészkövet kipreparálódott kagylók és növénylenyomatok jellemzik, és biopelpátitos szövetében klasztos és

bekérgezett szemcsék, kagylóhéjak valamint Characea metszetek is megfigyelhetők.

Az Öreg-árok völgyéhez kapcsolódó édesvízi mészkövek közé tartozik a tokodi és a kiskő-hegyeskő előfordulás. A **tokodi** édesvízi mészkő a Kiskő-Hegyekő dachsteini mészkővonulat Ny-ÉNy-i oldalán az Öreg-árok völgyében, 220-140 m tszf-on, az észak felé lefutó vízmosásokban található (**53. tábla, a, b**). A mintázott 3-4 m magasságú szelvény alsó részében a mészkő laza, porózus, pelmikrites, pelpátitos szövetű, de felfelé haladva növénymaradványos mészhomokos-homokos kifejlődés az uralkodó. A Scheuer és Schweitzer (1979) által fosszilis talajnak leírt sötétbarna szintből Riss-Würm faunát határoztak meg: kis- és nagyemlősök fogai, würm korú nyúl és rénszarvas maradványok kerültek elő a korábbi kutatások (Gasparik 1993) során, de Krolopp a csigák vizsgálatakor nem talált Riss-Würm faunát (Gasparik Mihály szóbeli közlése). Az ősmaradványokban gazdag szint felett Würm korúnak tartott lösz és löszös finomhomok települ. A faunát tartalmazó rétegektől balra, kissé kidőlt helyzetben, masszív, kompakt, pelmikrites szövetű, lejtői típusú édesvízi mészkő található, apró növényi szárrakkal, héjmaradványokkal. A bánya felett 10 m-el a tetőn, az édesvízi mészkő mésziszapos, puha tömbök formájában bukkan elő (**53. tábla, a**).

A **Kiskő-Hegyeskő** gerinc Ny-DNy-i oldalán 100 m-nél nagyobb hosszúságban, 200-220 m tszf-on fordul elő az édesvízi mészkő, a 10-20 cm-es törmelékektől a több méteres szálban álló mészkövekkig (**54. tábla**). A masszív, tömött, csigákat is tartalmazó, pelmikropátos szövetű mészkő nyílt vízi tavi vagy lejtői környezetben képződhetett.

A Római-völgyhöz kapcsolódó előfordulások közül a **szentkúti** előfordulást (192 m tszf) csak bizonytalan eredetű törmelékes formában sikerült mintázni (**55. tábla**). A mészkő fehér színű, tömött, pórusmentes, flóra- és faunamentes, pelmikrites szövetű, nyílt vízi tavi

üledék lehet, de a jelenlegi feltártság alapján az üledékképződés környezete nem rekonstruálható.

A Bajnai-patak völgyéhez kapcsolódó előfordulások közül a **Juh-állás** édesvízi mészköve (210-220 m tszf) Epöl községtől 1,5 km-re É-ra, 5-6 m vastagságban települ, de lecsúszott blokkjai az Epöli patak völgyében (145 m tszf) is előfordulnak (**56. tábla**). A mészkő barna színű, helyenként kemény, tömött, másutt laza szerkezetű, üreges és növényi maradványokban gazdag (fitohermás), biomikrites szövetű és partközeli tavi környezetben képződhetett. A **Babál-hegyi** törmeléken előfordulás Epöltől ÉK-re, a Babál-hegy északi peremén helyezkedik el (**57. tábla**). A tömött, kavicsos konglomerátumon kívül több cm-es növénymaradványokban gazdag fitohermás, helyenként mikrohermás, illetve szivacsos-üreges mészkőtípus is képviselteti magát. A **zsámbéki** (**58. tábla**) és az **óbarokki** (**59. tábla**) törmelékes minták bizonytalan eredetűek.

V. 1.2.2.2. Központi-Gerecse

A Lábatlantól délre található **Öreg-hegyeki** előfordulást (236-250 m tszf) tömbök és törmeléken kőzetek formájában mintáztam (**60. tábla**). A mészkő fehéresszürke, kemény, tömött, növénymaradványoktól mentes, pelmikrites, bioklasztos intramikrites szövetű, helyenként gömbfülkeszerű oldási üregekkel, törmeléken kvarcsezemcsékkel, konglomerátumos részekkel. A mikrofaciás vizsgálatok alapján a mészkő tavi képződmény lehet. Az Öreg-hegyeki feltárástól K-ÉK-re eső **Réz-hegy** édesvízi mészkövet 228 m tszf-on, több m-es tömbökből mintáztam (**61. tábla**). A szintén tavi eredetű mészkő barna színű, üreges, növényi szárazakat nagy számban tartalmaz, de egyes tömbökben tömött, rétegzetlen. Szöveve biomikrites, pelmikrites, helyenként sztromatolit szerű szerkezetekkel.

A **Csonkás-háti** előfordulás Alsóvadácstól DK-re, a Csonkás-hegy ÉNy-i lábánál 320-335 m tszf-en található meg, és a Gerecse legközpontibb édesvízi mészkövének számít. A mészkő 3-8 m vastagságban települ és 700-800 m hosszúságban követhető nyomon a hegy gerincén, szálban álló, tömött, vastagpados kifejlődésben, és több m-es tömbök

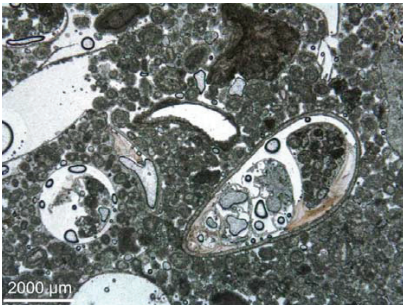


5-12. ábra: Az alsóvadáci Csonkás-hát édesvízi mészkövében megőrződött forrásjárat (forrásfeltörési centrum).

formájában, helyenként kisebb kúpszerű kiemelkedéseket alkotva (**62. tábla, a, b**). Az egykori kőfejtő mészkövének alsó része kemény, tömött, vastagpados, a felső rétegek mészsziposak és vékonyrétegzettek. Itt sikerült megtalálni a Gerecse egyik legszebb paleoforrásfeltörési centrumát, egy közel 1 m magasságú és mintegy 30-40 cm szélességű jól megőrző-

dött forráskürtöt a jellegzetes irányított üregelességgel (**5-12. ábra**). A mészkő biopelmikrites, pelmikropátos szövetű, növénymaradványokat, Characea termés metszeteket, kvarcsemcsék tartalmaz és egy forráskúpok által táplált, sekély vízü tóban képződhetett.

A **Szágodó** édesvízi mészkőve (201 m tszf) a Hajós-völgybe lefutó gerincen található, a patakmeder felett mintegy 10 m-rel, a domboldalban 1-2 m-es tömbök formájában, egy nagyjából 10 m²-es területen (**63. tábla**). A blokkok egy része szálban áll, de többsége ki-mozdult eredeti helyzetéből. A mészkő fehér színű, tömött, kompakt, erősen kovás szagú és csigamaradványokat tartalmaz, szövete pelmikropátos. A közeli patakmederben jelenleg is válik ki laza, földes szerkezetű mésztufa üledék. A **Vékonycseri** előfordulás (240 m tszf) édesvízi mészkövet a szágodói mészkővel azonos völgyben mintáztam (**64. tábla**). A mészkő a patak partján 2-3 m-es lecsúszott tömbök formájában fordul elő, és többnyire tömeges, rétegzett, növényi szálakban, levelekben gazdag, és csigákat is tartalmaz. A mészkő feltehetően tavi-mocsári eredetű, de nem zárható ki a tetaráták, vízések jelenléte sem.



5-13. ábra: Oobiopátit (bioklasztos grainstone) szövettypus a Süttő, Diósvölgyi kőfejtőből.

Süttő körül sorakoznak a Gerece legjobb feltártságú édesvízi mészkő előfordulásai, amelyek részletes vizsgálatával számos, a „Földtani háttér” című fejezetben idézett tanulmány foglalkozott, ezért itt csak a legfontosabb jellemzőket, és az általam begyűjtött minták mikrofácies leírását összegzem. A mintázások az Új-Haraszti, Diósvölgyi, Hegyháti-kőfejtőket és a Pörös-földeki (Tatai-dűlő) előfordulásokat érintették. A **Tatai-dűlő** 1-2 törmeléken mintájának kifejlődése a süttői bányák mészkőéhez hasonló (**65. tábla**). Az **Új-**

Haraszti-kőfejtő (235 m tszf) 15-20 m vastagságú szelvényéből (**66. tábla, a, b**) begyűjtött 10 db minta többsége fehéresszürke, tömött, kompakt, növénymaradványoktól mentes, több cm-es csiga kőbelekét és ostracodákat tartalmazó mészkő, amely tavi nyíltvízi környezetben képződött. A pelmikrites, pelmikropátos, helyenként biopelmikropátos (onkoidos grainstone) szövetben gyakoriak a héjtöredékek és a pátos elegyrész mennyisége sokszor meghaladja a mikrites elegyrészekét. Az 5.-8. minták a „bal oldali kövek” felírat melletti feltalajosodott, feltöredezett részből, barnászöröses, agyagos rétegből származnak (**66. tábla, b**). A **Diósvölgyi-kőfejtő** 600 m hosszúságban, 50-100 m szélességben és 10-18 m vastagságban tárja fel a jellemzően tömött, kompakt, pados és vékonyrétegzett mély- és sekélyvízi tavi eredetű édesvízi mészkövet (**67. tábla, a, b**). Összeceméntált növényi száruk, ooidos rétegek is előfordulnak a kőfejtőben a tavi üledékképződési környezet sekélyebb, mozgatott vízű, partközeli fáciesét képviselve (**5-13. ábra**). A **Hegyháti-kőfejtő** (**68. tábla, a, b, c**) mintegy 20 m-es vastagságban tárja fel az édesvízi mészkövet, amely tömött, kompakt, pados kifejlődésű, he-

lyenként onkoidos és algás-sztromatolitos rétegeket, fekális pelleteket, peloidokat, breccsás és felszakított klasztos rétegeket és elszórtan csigamaradványokat tartalmaz. A pelpátos, biopelpátos szövetű mészkő egy változó mélységű, nyíltvízi tavi környezetben képződhetett.

V. 1.2.2.3. Nyugati-Gerecse

A dunaszentmiklósi Látó-hegy-Öreg-hegy-Új-hegy édesvízi mészkőve 30 m-es vastagságával és nagy területi kiterjedésével az egyik legjelentősebb Nyugat-Gerecsei előfordulás. Az **Új-hegy-Öreg-hegyen** (261 m tszf) a szőlészet melletti műút közelében bukkan elő az édesvízi mészkő egy 6-7 m vastagságú szelvényben, ami tömött, vastagpados, rétegzetlen, hófehér, puha, mészhomokos, flóra- és faunamentes mészkőből áll, míg a szelvényt barnásszürke, tömött, kemény, kovás mészkő zárja (**69. tábla, a, b**). Az üledékképződési környezet egy nagy méretű tó mélyebb, nyíltvízi része lehetett. A mészkő a **Látó-hegy** (282 m tszf) oldalában 1-2 m-es tömbök formájában, a hegy tetején pedig útbévágásban 1 m-es vastagságban, szálban is feltárul (**70. tábla**). Tömött, puha, fehér, mészhomokos és pórusmentes, pelmikropátos szövetű, tavi eredetű kőzet, amelyben helyenként növénymaradványok, és kalcitos telérek is előfordulnak. A **Meleges-hegy** (282 m tszf) kemény, rétegzett édesvízi mészkőve a műút és a szőlő között egy 200 m hosszan elnyúló sávban, több méteres tömbökben, törmelékes formában fordul elő (**71. tábla**). A mészkő barnásszürke színű, kompakt, kemény, tömött, és elszórtan növényi maradványokat tartalmaz. Szöveve mikrites, pelmikrites.

A **Kőpíte** édesvízi mészkőve 256 m tszf-on települ (**72. tábla**). A mészkőnek két alaptípusa fordul elő a kőfejtőben: az egyik a növénymaradványokat nem vagy alig tartalmazó kemény, tömött, nyíltvízi tavi mészkő, a másik pedig az előfordulás felső szakaszára jellemző kemény, likacsos, növényi maradványokat is tartalmazó kifejlődés, amely az egykori tó elmocsarasodását jelzi. A kőfejtőben előfordulnak puha, morzsalékos, mészhomokos, palás, telérszerű és erősen töredezett mészkőtípusok, valamint gömbfülke-szerű képződmények is. A vékonycsiszolatos elemzések mikrites, mikropátos szövetet, shrub-szerkezeteket, törmelékes szemcséket tártak fel.

A Dunaalmás, **Római-kőfejtő** édesvízi mészkőve a Kőpíte mellett, 265-280 m tszf-on települ (**73. tábla, a, b**). A vizsgálatokhoz 22 db minta lett a mészkőből szelvény szerint begyűjtve (73. tábla, b). A kőfejtő vastagpados mészkővében homokos-izapos közbetelepülések találhatóak, amelyek a mészkőképződés időszakos megszűnésére utalnak. A betelepülések részben eolikusak, részben pedig bemosódással állnak összefüggésben. A kőfejtő északi részén a rétegsor kemény, tömött, vastagpados, nyíltvízi tavi mészkővel kezdődik, amire a tó elsekélyesedését jelző mésziszapos rétegek települnek, majd a tó kiszáradására utaló rétegek következnek. Mikrites, pelmikrites, biopelmikrites szövettípus (Dunham nevezékatanának megfelelően grainstone, packstone, helyenként fitohermás boundstone, rudstone) jellemző a mészkőre, amely növénymaradványokat, csigákat is tartalmaz.

A **Vöröskő-bánya** a Vöröskői-egység K-i oldalán, 240-210 m tszf-on, mintegy 200 m hosszúságban és 20-25 m vastagságban, változatos kifejlődésben tárja fel a mészkövet (**74. tábla, a, b**). A kőfejtő központi részén, 6 m magasságban egy tágas, barlangszerű üreg található. A mészkő alsó 4-5 métere masszív, tömött, kemény, pórusmentes, pelmikrites szövetű, nyíltvízi tavi mészkő, de a vízszintesen rétegzett néhány cm-es kalcit lemezekk, amelyek a barlangi tavacskákat jellegzetes képződményei, és a gömbös-veses szerkezetű másodlagos karbonátok (ún. karfiolok) szintén előfordulnak (termális kiválások?) (74. tábla). Az alsó szint tömött, kompakt nyíltvízi tavi édesvízi mészkövet egy 15-20 cm-es sárgásbarna színű homokos (É-i irányba lejtő) öszlet választja el a felső mésziszapos kifejlődéstől. A kőfejtő felső része laza, mészhomokos, földes kifejlődésű öszletbe megy át, amiből a keményebb rétegek kipreparálódtak. Ezt egy klasztos mészkövekkel jellemezhető réteg követi, ami után homokos rétegek települnek. A bánya felső és peremi részein vízesésekre és tetarítás kifejlődésekre emlékeztető formák láthatóak (74. tábla). A jobb oldali bányaudvar édesvízi mészköve mésziszapos, mészhomokos kifejlődésű és helyenként növénymaradványokat is tartalmaz.

A legészakibb dunaalmási édesvízi mészkő előfordulás a **Dunaalmás-alsó** kőfejtőben (191 m tszf) 25 m vastagságban tárul fel, ahonnan 45 db mintát gyűjtöttünk be szelvény mentén (**75. tábla**). A kőfejtő pados, jól rétegzett, kemény, tömött, csigamaradványokat és helyenként növényi szárazakat tartalmazó mészköve közé három szintben pados homok, homokkő rétegek (szögletesek, rosszul kerekítettek) települnek és az alsó és felső homokkőves rétegek az 5-6 m-es vastagságot is elérik. Ezek az öszletek azt jelzik, hogy a nyíltvízi tavi édesvízi mészkő képződése három alkalommal szakadt meg. Hasonló kifejlődésű homokos rétegek települnek a szomodói Les-hegynél is, ami alapján a rétegek párhuzamosíthatóak. A kőfejtő mintáinak részletes szedimentológiai elemzését a dolgozat hely hiányában nem tartalmazza, de a későbbiekben javasolt az előfordulás részletes elemzése, a többi dunaalmási kőfejtővel közösen, paleoklimatológiai vizsgálatok céljából.

A **Dunaalmási-malom** 3 db 1,5-2 m nagyságú (nem szálaban álló) édesvízi mészkő tömbje 113 m tszf-on található, a malom és a Weber vendéglő között (**76. tábla**). A mészkő szürke színű, tömött, masszív, növénymaradványokat és csigákat tartalmazó nyílt- és sekélyvízi tavi kifejlődésű.

A **Csokonai-forrás** holocén mészköve csak fúrásokból ismert (Scheuer 2002a), így mindössze a forrás körüli mészkiválást mintázhattam (3-5. ábra, **77. tábla**).

A **Csúcsos-hegy** édesvízi mészkő blokkjai a Kőpitétől DNy-ra, 215-230 m tszf-on szálaban és törmelékben egyaránt megtalálhatóak egy 300-400 m hosszú és 100-120 m széles vonulatban (**78. tábla**). A nyíltvízi, sekély tavi környezetben keletkezett mészkő masszív, tömött kifejlődésű, akár több cm-es csigamaradványokkal, Characea metszetekkel, növénymaradványokkal, mikrites-pelmikrites szövettel.

A **Betlehemi-kőfejtő** (176 m tszf) 3-5 méter vastagságban tárja fel az édesvízi mészkövet, amely jól kerekített, 1-20 cm-es, gyengén cementált Duna-kavicsokra települ. (**5-14. ábra, 79. tábla**). A mészkő barnás színű, kemény, kompakt, mikrohermás, de helyenként több

cm-es növényi szár és levélmaradványokat, csiga kőbelek tartalmaz. A pelmikrites, (bio) pelmikropátos szövetű mészkövek feltehetőleg tavi eredetűek. A korábbi tanulmányok (pl. Scheuer 1997) a Csúcsos-hegyről lecsúszott blokkoknak tartották, a terepbejárások alapján azonban nem zárható ki az autochton, tetarítás eredet sem.

A Szomódtól ÉNy-ra fekvő **Les-hegy** édesvízi mészkőfennsíkját a Les-hegy alsó és – felső kőfejtők (**80., 81. tábla**) tárják fel mintegy 200 m hosszúságban és 10-15 m vastagságban. Korpás (2003a) az alsó kőfejtő rétegsorán belül 4, a felső kőfejtőben 3 egységet különített el és mikrofácies vizsgálatok alapján packestone, wackestone típusú vastagpados kifejlődésű mészköveket és onkoidos grainstone típusú mészhomokköveket írt le. A **Les-hegy-alsó** kőfejtőből (229 m tszf.) 3 db szelvény (I/a, I/b, I/c) mentén összesen 29 db mintát gyűjtöttem, valamint a mikrofácies leíráshoz rendelkezésemre állt 26 db vékonycsiszolat (80. tábla). A kőfejtőben a tömött, kompakt nyíltvízi tavi fáciés, és a forrástevékenység szünetelésére utaló mészhomokos, homokkőves kifejlődés egyaránt előfordul. Korpás (2003a) 4 db forráskürtöt is megfigyelt a Les-hegyen. Az I/b szelvény valóban hévizes forrásfeltörési tevékenységre utaló gömbfülkéket tartalmaz (**5-15. ábra**), de az I/c szelvény Korpás (2003a) által leírt forráskürtőjének eredete kérdéses. A szelvényekben a tömött mészkövet mészhomokos betelepülések szakítják meg. Az 1. egység tömött mészkőpadja 3-3,5 m vastag, kompakt, pórusmentes, kisebb csigákat és kagylókat tartalmazó, nyíltvízi, tavi kifejlődés, ami fokozatos átmenetet mutat a 2. egység 10-15 cm-es padokban rétegzett, 2 m vastag, laza mészsizapos és mészhomokos rétegei felé. A 3. egység 1,5 m vastag és lemezes mészkő, valamint morzsalékos mészsizap váltakozásából épül fel, és akár 1,5 m-es gömbüstöket is tartalmaz (I/b. szelvény). A 4. egység mészkő és homokkő 5-10 cm-enkénti váltakozásából áll (80. tábla).



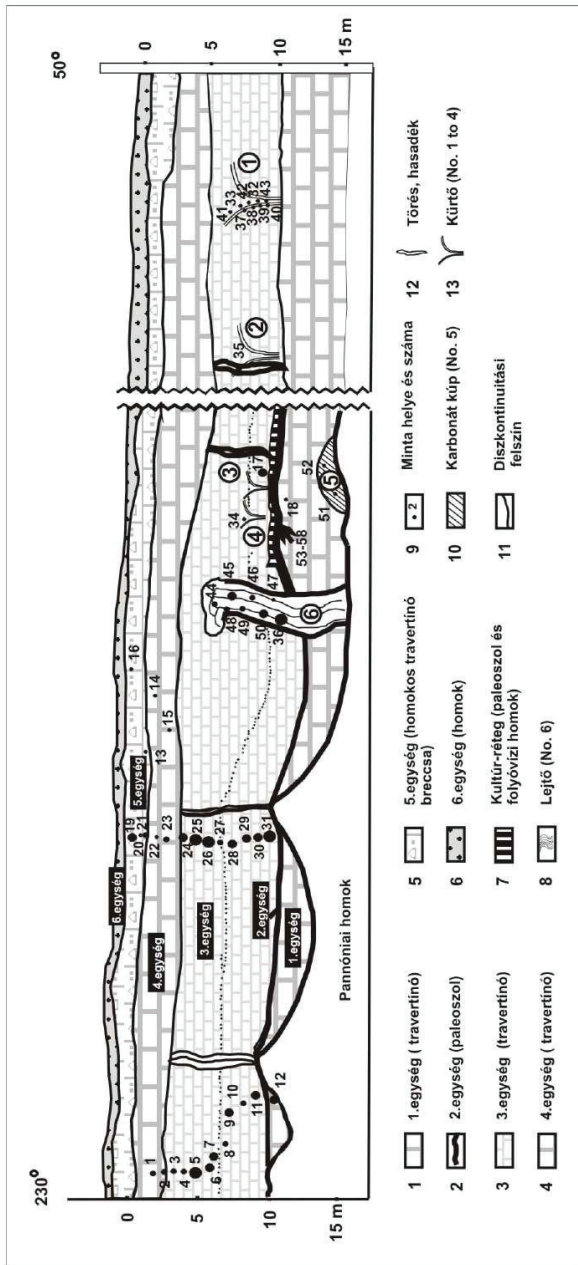
5-15. ábra: Gömbfülkék a Les-hegy alsó kőfejtőben.

A **Les-hegy-felső** kőfejtő 6 m vastagságban tárja fel a mészkövet (81. tábla). A szelvény alsó 2 métere kemény, pados, pelmikropátos szövetű nyíltvízi tavi kifejlődésű, kagylóhéjakat és növényi maradványokat egyaránt tartalmazó mészkövet tár fel (5. egység), ami felfelé mészhomokossá válik. A felette települő 6. egység lemezes mészhomokkővet a 7. egység pados, rétegzett puha mészkőve követi. A rétegsorban végbemenő változások tükrözik a tó vízszintingadozásait.



5-14. ábra: A Betlehemi-kőfejtő édesvízi mészkövének és a kavicsos fekének a kapcsolata.

zésekemre állt 26 db vékonycsiszolat (80. tábla). A kőfejtőben a tömött, kompakt nyíltvízi tavi fáciés, és a forrástevékenység szünetelésére utaló mészhomokos, homokkőves kifejlődés egyaránt előfordul. Korpás (2003a) 4 db forráskürtöt is megfigyelt a Les-hegyen. Az I/b szelvény valóban hévizes forrásfeltörési tevékenységre utaló gömbfülkéket tartalmaz (**5-15. ábra**), de az I/c szelvény Korpás (2003a) által leírt forráskürtőjének eredete kérdéses. A szelvényekben a tömött mészkövet mészhomokos



5-16. ábra: A tatai Porhanyó-bánya édesvízi mészkőének szelvénye (Kele *et al.* 2006).

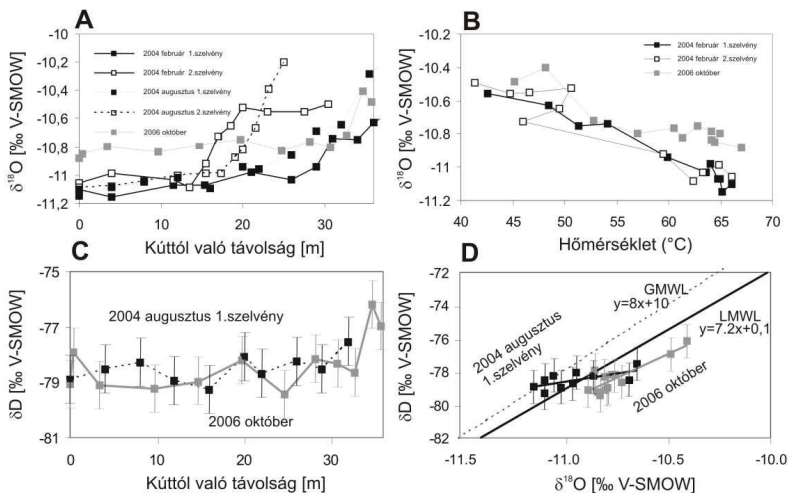
A Szomódtól 2 km-re DK-re fekvő **Kender-hegy** törmelékes édesvízi mészköve (160 m tszf) kemény, tömött, kompakt, és helyenként porózus, növénymaradványokat és törmelékes szemcséket is tartalmaz (**82. tábla**) és a mikrofácies vizsgálatok alapján tavi-mocsári eredetű. A **Mária Magdolna-major** édesvízi mészköve (154 m tszf) a tata-dunaalmási országúttól Ék-re, közvetlenül az országút mellett található tömbökben és törmelékes formában (**83. tábla**). A mészkő laza kifejlődésű, morzsalékos, növénymaradványokban, Characea metszetekben, kagylóhéjakban gazdag, és a sekély tavi-mocsári típusba sorolható.

A **Vértesszőlős, Paleolit-telep** (182 m tszf) mészkövének szelvény szerinti mikrofácies leírását Korpás (2003a) hajtotta végre, algás, fitoklasztos grainstone, boundstone és floatstone mikrofácieseket különítve el. Jelen dolgozat keretei között 5 db mintát gyűjtöttem az előember telep mögötti, 4-6 m vastagságú szelvényből (**84. tábla**). A Paleolit-telep mészkövére a likacsos kifejlődés és a növényi maradványok nagy száma a jellemző, és sekély vízü tóban, mésztufa gátak mögött kialakult kisebb tetarata medencékben képződhetett. A **Vértesszőlős-középső** előfordulás (140-150 m tszf) a község Ny-i peremén található (**85. tábla**). A mintegy 2,5-3 m vastagságú szelvény alsó 1 métere földes-talajos megjelenésű, 1-10 cm átmérőjű, jól kerekített kavicsokkal. A szelvényben 25-30 cm vastag agyagos, mésziszapos betelepülések is megfigyelhetők. A kompakt és szivacsos kifejlődésű, növénymaradványos mészkő egyaránt előfordul. A szelvény felső 1,5 méterét sárgásbarna színű, jól cementált kavicsos konglomerátum alkotja. A tavi eredetű édesvízi mészkő nagy valószínűséggel folyóvízi (terasz?) kavicsokra rakódott le. A **Vértesszőlős-alsó** előfordulás (157 m tszf) a Tatára vezető út jobb oldalán, a házak kertjei mögött található (**86. tábla**). A löszös-földes meddő oldalában található feltáráson belül a kemény és a laza kifejlődésű mészkőtípusok váltakoznak, de a legjellemzőbb a barna színű, szivacsos szerkezetű, összecementált növényi maradványokból álló fitohermás (vértesszőlősi) típus.

A tatai **Öreg-tó keleti** partján (120 m tszf) az édesvízi mészkő 40 m hosszúságban és változó (3-5 m) vastagságban nyomozható (**87. tábla**). Helyenként növénymaradványokban gazdag, szivacsos, üreges, másutt viszont a barlangi képződményekre jellemző borsóköves megjelenésű. Törmelékként több cm-es növényi származadványokból álló kőzetpéldányok is előfordulhatnak. Egykori forrásfeltörési centrumokra utaló képződmények (kigázosodására utaló üregek) is megfigyelhetők a sziklafalban. A pelmikropátos szövetben shrub szerkezetek is előfordulnak. A mészkő nagy valószínűséggel tavi-mocsári eredetű, de a lejtői tetarátás képződési környezet sem zárható ki.

A tatai **Angol-kert** Pokol-forrásánál (**88. tábla**) a 70-es évekig, a források kiapadásáig volt aktív mésztufaképződés. Az angol-kerti mészkő barnásszürke, könnyű, porózus, szivacsos, üreges szerkezetű, növénymaradványokat nagy számban tartalmazó fitohermás mészkő, helyenként sztromatolitos bekérgezésekkel és héjmaradványokkal.

A tatai **Porhanyó-bánya** (**89. tábla**) édesvízi mészkövének részletes leírását korábban már közöltem (Kele *et al.* 2006). A 100 m hosszúságú és 15 m vastagságú mészkőösszlet vertikálisan hat egységre tagolható (**5-16. ábra**). Az 1. egység (14,7-12,4 m) vastagpados, növé-



5-17. ábra: A, A $\delta^{18}\text{O}$ értékek folyásirány menti változékonysága; B, A $\delta^{18}\text{O}$ értékek változása a hőmérséklet függvényében; C, A δD értékek folyásirány menti változékonysága; D, Az egerszalóki vízminták $\delta^{18}\text{O}$ és δD értékének kapcsolata a globális (GMWL, Craig 1961) és lokális (LMWL, Varsányi és Ó. Kovács 2006) csapadékvíz vonallal.

nyi törmelékekben gazdag mészkő, amely pannon homokos, agyagos üledékekre települ, felső határa pedig éles diszkontinuitási felszín. Erre következnek a 2. egység kultúrrétegei, melynek talpán egy 30 - 40 cm vastag paleotalajszint kőzet- és csonttörmelék homokos agyag üledékei települnek. A paleotalaj fedőjében lencsés homokkő települ, melynek csatornáit É-D irányban rendezték, és gyorsan áramló vízből ülepedhettek. A kultúrréteget újabb diszkontinuitási felszín választja el a 3. egységtől (11,8 - 4,5 m), amelynek anyaga 20 - 60 cm-es padokban rétegzett mészkő. Az egységben É-D irányban rendezett 30 cm hosszúságot elérő csontdarabok fordulnak elő, csigamaradványokkal és levélenyomatokkal. A 4. egység (4,5 - 2,5 m) vékonypados mészkőve felett újabb diszkontinuitási felszín következik, amelyre az 5. egység (2,5 - 1 m) fluvio-eolitikus homokba ágyzott mészkőtörmelék szintje települ. A szelvényt a 6. egység (1,0 - 0,0 m) laza, mészkőtörmelék futóhomokja zárja le.

Algás, fitoklasztos, fitohermás grainstone, boundstone és floatstone a feltárás legjellemzőbb mikrofaciensei. A kőfejtő falától egészen az Öreg-tó partjáig nyomozhatóak az egykori vízesések, forrásfeltérési centrumok, amelyek segítségével az üledékképződés módja rekonstruálható. A Porhanyó-bánya édesvízi mészkőve egy sekély vizű tóban képződhetett, amit a tó fenekén feltörő termálforrások táplálhattak.

V. 2. A stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok eredményei

V. 2.1. Az egerszalóki termálvíz és recens édesvízi mészkő stabilizotópos összetétele

Az **5-17. ábrán** a $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek folyásirány menti változékonysága látható a különböző évszakok során gyűjtött egerszalóki vízmintákból. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek a kifolyási pont körül a legalacsonyabbak ($-11,1\text{‰}$) és enyhe (kisebb, mint 1‰) emelkedést mutatnak a folyásirány mentén a lejtő aljához érve ($-10,2\text{‰}$). Az egyes évszakok során gyűjtött vízminták adatai között sincs jelentős különbség.

A 2006 októberében gyűjtött vízminták δD mérései eredményezték a legalacsonyabb értéket ($-79,1\text{‰}$) a kútnál (5-17. ábra, C) és a legmagasabb értéket (-77‰) a lejtő aljánál, habár a két szélső érték közötti különbség nagyságrendileg megegyezik a mérés analitikai pontosságának határával. A 5-17. ábra (D) az egerszalóki termálvíz stabilizotópos összetételét, illetve a Globális Csapadékvíz Vonaltól (Global Meteoric Water Line, GMWL) és a Helyi Csapadékvíz Vonaltól (Local Meteoric Water Line, LMWL) való eltérését mutatja. A víz $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ értékei jelentősebb növekedést mutatnak a folyásirány mentén ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = -0,1\text{‰}$ a termálkútnál, és $2,9\text{‰}$ a lejtő alján) (**5-1. táblázat**).

A 5-1. táblázat az összes egerszalóki travertinó minta szén és oxigén izotópos összetételét tartalmazza. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek $2,3$ és $4,2\text{‰}$, $2,7$ és $4,3\text{‰}$ és $0,5$ és $2,9\text{‰}$ között változnak a februárban, augusztusban és októberben gyűjtött minták esetében. A $\delta^{18}\text{O}$ értékek $11,4$ és $14,7\text{‰}$, $10,5$ és $14,1\text{‰}$, valamint $11,5$ és $14,6\text{‰}$ között változnak az imént említett hónapok során. Mind a $\delta^{13}\text{C}$, mind pedig a $\delta^{18}\text{O}$ értékek általános növekedési trendet

mutatnak a kifolyási ponttól a disztális lejtő irányába. A 2006 októberében gyűjtött travertínó minták esetében viszont a $\delta^{13}\text{C}$ értékek nem mutatnak trendet, aminek oka feltehetőleg abban rejlik, hogy emberi beavatkozás (pl. lapátolás) hatására az egyes minták (és mikrofaciések) helyzete keveredhetett, és a biológiai hatás, illetve az aragonit képződés szintén befolyásolhatta a $\delta^{13}\text{C}$ értékeket (5-1. táblázat). A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek a kútból a domb alja felé haladva 1–1,6 ‰-kel, illetve 1,5–2 ‰-kel emelkednek. Az inaktív vízesésből (kristályos kéreg) gyűjtött minták $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei a legnagyobbak (5-1. táblázat). A travertínókhöz képest az oldott karbonát szénizotópos értéke ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) nagyobb változást (közel 3 ‰) mutat a folyásirány mentén haladva. Ha a mindkét szelvény mintáin végzett összes mérés eredményeit tekintjük, akkor a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek között viszonylag jó korrelációs értékeket figyelhetünk meg ($0,98 > R^2 > 0,82$).

V. 2.2. A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészköveinek stabilizotópos összetétele

Az édesvízi mészkövek stabilizotópos összetételének bemutatásakor célszerű a két hegységet együtt tárgyalni, mivel így mutathatók ki legjobban a köztük megmutatkozó különbségek. Az **5-2. táblázat** a Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészköveinek szén és oxigénizotópos átlag, valamint szélső (minimum és maximum) értékeit közli az egyes hegységeken belül, alterületenkénti bontásban. Az **5-3. táblázat** a Budai-hegység, az **5-4. táblázat** a Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak stabil szén- és oxigénizotópos értékeit, korát, tengerszint feletti magasságát és GPS koordinátáit, míg az **5-5. és 5-6. táblázat** az összes begyűjtött Budai-hegységi és gerecsei minta $\delta^{18}\text{O}$ és $\delta^{13}\text{C}$ értékeit tartalmazza.

A Gerecse- és a Budai-hegység területéről begyűjtött édesvízi mészkövek stabil szén- és oxigénizotópos értékei viszonylag tág határok között mozognak: a szénizotópos értékek -9,3 ‰ és +3,2 ‰ (V-PDB) között, az oxigénizotópos értékek pedig +12,6 ‰ és +27,8 ‰ (V-SMOW) között változik. Ezek a szélsőértékek jórészt a Budai-hegység édesvízi mészkövein belül fordulnak elő ($-7,6 ‰ < \delta^{13}\text{C} < +3,2 ‰$; $+12,6 ‰ < \delta^{18}\text{O} < +27,8 ‰$), míg a Gerecse képződményeire a $-9,3 ‰ < \delta^{13}\text{C} < +1,0 ‰$ és $+15,4 ‰ < \delta^{18}\text{O} < +25,9 ‰$ összetételi értékek a jellemzőek.

A területi eloszlást vizsgálva megállapítható, hogy a Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészköveinek szénizotópos összetételében jelentős különbségek vannak. A Budai-hegységi édesvízi mészkövek szénizotópos értéke jellemzően +1 ‰ és +3 ‰ közé esik (5-5. táblázat), míg a Gerecse édesvízi mészkövei ennél jóval negatívabb értékeket mutatva átlagosan -7 ‰ és 0 ‰ között váltakoznak (5-6. táblázat).

A Gerecsén belül a $\delta^{13}\text{C}$ értékek szempontjából világosan elkülönülnek egymástól a Tata környéki édesvízi mészkövek, a tőlük északabbra található Dunaalmás környéki előfordulásoktól, valamint a tőlük K-ÉK-re található Süttő környéki előfordulásoktól úgy, hogy fokozatosan a pozitívabb értékek irányába tolódnak el a hegység belseje felé.

A Budai-hegységben ilyen szép elkülönülés az egyes alterületek szerint nem figyelhető meg, ami nem meglepő, hiszen a mészkövek a Gerecséhez képest jóval kisebb területen belül helyezkednek el. Mindazonáltal a Szabadság-hegy környéke jóval pozitívabb ($+19,2\text{ ‰} < \delta^{18}\text{O} < +27,8\text{ ‰}$) oxigénizotópos, és negatívabb ($-7,6\text{ ‰} < \delta^{13}\text{C} < 3,2\text{ ‰}$) szénizotópos értéket mutat, mint a Budai-hegységi többi alterülete.

V. 2.3. Bükki és mecsek-hegységi mésztufák, a kapolcsi édesvízi mészkő és a tihanyi gejziritek stabilizotópos összetétele

A Bükk-hegységből és a Mecsekből begyűjtött mésztufa mintákon mindössze egy-egy stabilizotópos ellenőrző mérés készült a gerecsei és Budai-hegységi travertinókkal való összevetés céljából. A bükki Sebesvíz-völgy hideg karsztvízből kivált mésztufájának összetétele $\delta^{13}\text{C} = -10,6\text{ ‰}$ és $\delta^{18}\text{O} = +22,7\text{ ‰}$ értékeket adott, míg a pécsi Tettye vízének mésztufa gátjai közül a recens mésztufa vizsgálata $\delta^{13}\text{C} = -10,6\text{ ‰}$ és $\delta^{18}\text{O} = +21,9\text{ ‰}$ gyakorlatilag a Bükk-hegységgel megegyező értékeket eredményezett (**5-7. táblázat**). A Tettye fosszilis mésztufájának izotópos értéke ettől kicsit eltért ($\delta^{13}\text{C} = -8,7\text{ ‰}$ és $\delta^{18}\text{O} = 22,2\text{ ‰}$). A kapolcsi Mázas-kút szintén hideg vízből kivált mészkövén mért értékek szintén hasonló tartományban mozogtak ($-10,0\text{ ‰} < \delta^{13}\text{C} < -7,5\text{ ‰}$; $+22,5\text{ ‰} < \delta^{18}\text{O} < +24,0\text{ ‰}$). A fenti üledékektől eltérő genetikájú tihanyi Nyereg-hegy gejziritein mért értékek a fenti képződményeknél pozitívabb stabilizotópos értékkel rendelkeznek ($-9,8\text{ ‰} < \delta^{13}\text{C} < -5,5\text{ ‰}$; $+24,4\text{ ‰} < \delta^{18}\text{O} < +26,3\text{ ‰}$, **5-7. táblázat**)

V. 3. Az ásványos összetélti, fő- és nyomelem meghatározások eredményei

A rezervoárban levő nagy nyomású körülmények miatt az Egerszalóki termákvíz jelentős mennyiségű oldott CO_2 -t tartalmaz, ami enyhén savas pH-t (6,1) és nagy oldott karbonát tartalmat eredményez a kútnál. A pH folyásirány mentén haladva folyamatosan növekszik a 6,6-es értéktől egészen a disztális lejtőn található 7,9-es értékig, miközben a víz hőmérséklete folyamatosan csökken (**5-1. táblázat**). A termákvízben viszonylag nagy a Ca, Na, Mg, és HCO_3^- koncentrációja (Szekér 2001, Dobos *et al.* 2005), amelyek közül is leginkább a HCO_3^- (630 mg/l), a Ca^{2+} (150 mg/l a kútnál), a Cl^- (40 mg/l) és a SO_4^{2-} (65 mg/l) dominál, a nyomokban előforduló ként tartalmazó összetevőkkel együtt. Az összes oldott só tartalom (TDS) kisebb, mint 1000 mg/l, míg a CO_2 tartalom 1000 mg/l körüli (Horváth *et al.* 1990). Az **5-8. táblázat** a termákvíz néhány fontos fizikai és kémiai paraméterét tartalmazza, számos, irodalmi adat, és saját terepi mérés alapján.

Néhány fő- és nyomelem (Fe, Mn, Mg, Sr, **5-9. táblázat**) a vízben közel állandó értékeket mutat a folyásirány mentén, miközben egyes elemek nagyobb változékonyságot mutatnak. A mért elemek közül a Ca koncentráció a legnagyobb (53,07-től 148,1 ppm-ig), míg a Mg és Sr koncentrációja alacsonyabb (20,46-től 24,78 ppm-ig és 1,35-től 1,97 ppm-ig),

a Mn és Fe koncentrációi pedig elhanyagolhatóak (<0,02 ppm). A Ca és Sr koncentrációk a vízben a folyásirány mentén haladva csökkennek, míg a Mg koncentráció állandó (5-9. táblázat).

Az Egerszalóki travertínok röntgen elemzése rávilágított, hogy a termálkút környékén (67 °C-os vízhőmérséklet mellett) főleg kalcit válik ki (az üledék mintegy 98-100 %-a kalcit), míg alacsonyabb hőmérsékleten, távolabb a kifolyási ponttól kisebb mennyiségben aragonit (1-35 %) és terrigén kvarc is megjelenik. Elemi kén kis mennyiségben előfordul a kút közvetlen környékén. A karbonátok fő és nyomelem, illetve ásványos összetétele az 5-9. táblázatban van feltüntetve. A Ca koncentráció a legmagasabb (363300 - 386000 ppm), a Mg koncentráció alacsonyabb (1300 - 6833 ppm) és fordított arányban áll a Sr koncentrációjával (338 - 4698 ppm). A Sr koncentráció jól korrelál az ásványos összetétellel: az aragonit tartalmú minták nagyobb mennyiségben tartalmaznak stronciumot, mint az aragonitmentes minták (5-9. táblázat). A Mn koncentráció szintén csökkenő trendet mutat (56 ppm-ről 346 ppm-re) és a legmagasabb értékek itt is a kút körül fordulnak elő.

V. 4. U/Th sorozatos kormeghatározások eredményei

A korábbi évtizedeket követően az utóbbi években az α -spektrometriás méréseket (pl. Lauritzen *et al.* 1994) a tömegspektrométeres kormeghatározások (Shen *et al.* 2002, 2008) kezdik felváltani, amelyek jóval kisebb (1-2 g) anyagmennyiségből képesek pontosabb koradatokat szolgáltatni és a mérési tartomány is közel 600 ky-re tolódott ki. Jelen tanulmány koradatai a legújabb, édesvízi mészköveken szinte még alig alkalmazott (de korallmintákon már sikeresen tesztelt) MC-ICPMS (Multiple-Collector Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) technikával készültek, így lehetőségem nyílt a 350 ky-nél idősebb édesvízi mészkövek korának meghatározására.

Az **5-10.** és **5-11. táblázatok** az U/Th sorozatos kormeghatározások korrígálatlan és korrígált eredményeit tüntetik fel a mérések pontosságával együtt, és tartalmazzák az egyes minták ^{238}U , ^{232}Th koncentrációit, a $\delta^{234}\text{U}$ izotópos értékeket, valamint a $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ és $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ arányokat és a $\delta^{234}\text{U}$ kezdeti korrígált értékeit. Az isochron elemzések mintáit az **5-12. táblázat**, míg a nem mérhető korú édesvízi mészkövek adatait az **5-13. táblázat** tartalmazza. Megjegyzendő, hogy a korábbi hazai irodalmi koradatok többsége részben paleomágneses vizsgálatokon, őslénytani leleteken, valamint geomorfológiai megfontolásokon alapult, és csak kis számban történtek radiometrikus kormeghatározások (**5-14. táblázat**).

Az U/Th módszerrel mérhető előfordulások többsége a **középső-pleisztocén**, illetve a **felső-pleisztocén (780 -13 ky)** idejére esett (MIS 19 - MIS 6 oxigénizotópos szakaszok). A kapott koradatok mindkét hegység esetén 3-3 meghatározott időszakon (ezt követően **B-I**, **B-II**, **B-III**. szakasznak nevezem a Budai-hegységben, és **G-I**, **G-II**, **G-III**. szakasznak a Gerecsében) belül esnek, míg a viszonylag nagy számú mérés ellenére bizonyos (akár százezer évet is meghaladó) időintervallumokon belül nem volt kimutatható édesvízi mészkőképződés.

V. 4.1. A Budai-hegység édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos koradatai

A Budai-hegységben 28 előfordulás édesvízi mészkövén készültek U/Th sorozatos korvizsgálatok és ebből 20 előfordulás mintáin mért 27 db koradat esett a módszer mérési határán (<600 ky) belülre (5-10. táblázat). Egyes (főként szelvény szerint mintázható) előfordulások esetén több minta korát is mértem (pl. Budakalász, Kálvária-tető), illetve bizonyos esetekben duplikátumméréseket is készítettem (pl. Bécsi út, Üröm-hegy, Gellért-hegy, Számadó út). A Nyéki úti és Kálvária-tetői édesvízi mészkövek mintáiból 4 mérést is végeztem az U/Th sorozatos kormeghatározáshoz szükséges „isochron” meghatározásához (5-12. ábra). Az előfordulások többségét a nagyszámú feltárás és a rendelkezésre álló mérési lehetőségek korlátozottsága, valamint a szelvény szerinti vertikális feltártság hiánya miatt sokszor csak egy minta koradatával tudtam jellemezni. A budakalászi kőfejtő esetében viszont a szelvény bázisáról és legfelső pontjáról is sikerült kort határozni, ami alapján lehetővé vált a mészkőképződés minimális átlagsebességének becslése is (lásd később). A Detrekő u. és a Nap-hegy édesvízi mészköve a viszonylag nagy Th szennyezettség miatt nem volt mérhető (5-13. táblázat).

A Budai-hegységben a legmagasabban (400 és 500 m tszf) található felső-pannoniai édesvízi mészkövek (köztük a Hármaskút-tetői [500 m tszf] és Tündérhegyi-kőfejtő [394 m tszf] képződményei) kívül estek a módszer mérési tartományán (annál jóval idősebbek), így ennek megfelelően nem voltak mérhetőek, míg a Kakukk-hegy (432 m tszf) lejtőjén talált törmelékes mintán mért kor (450 ± 164 ky) nem tekinthető reálisnak. A legidősebb mért kort (570 ± 97 ky) a budakalászi szelvény legalsó mintája (215 m tszf) adta, míg a legfiatalabbnak a Gellért-hegy, Számadó utcai forráskúp (195 m tszf; 182 ± 49 ky, illetve 163 ± 50 ky), valamint a Kiscelli édesvízi mészkő (137 m tszf, 189 ± 133 ky) adódott.

A középső-pleisztocénen belüli intenzív mészkőképződéssel jellemezhető **B-I. szakasz** mintegy **450 – 350 ky** között, amelynek a legidősebb tagja a Halászbástya, Hilton-szálló édesvízi mészköve (150 m tszf, 450 ± 102 ky), míg a legfiatalabb tagja a Rózsadomb Duna-völgye felé néző részén található Apostol utcai feltárás (169 m tszf, 347 ± 64 ky). A Rózsadomb további (mérhető U és Th) koncentrációval rendelkező előfordulásai Barsi út (174 m tszf, 356 ± 24 ky), Bimbó út (193 m tszf, 367 ± 122 ky) és a Szőlészeti Kutatóintézet (170 m tszf, 346 ± 79 ky), amelyek koradatai mind 350 ky körül szórnak. A Rózsadomb területéről származó Törökvész-lejtő (222 m tszf) és Detrekő úti feltárás (227 m tszf) kora nem volt mérhető, míg a Törökvézi út (241 m tszf), Lepke út (183 m tszf), Fillér út (224 m tszf), Bogár út (224 m tszf) törmelékeiből, valamint a Szemlő-hegyi édesvízi mészkőből (240 m tszf) nem készültek elemzések. A Scheuer és Schweitzer (1988c) által felső-pliocénnek leírt, az Ördögárok völgyében található máriaremetei előfordulás (284 m tszf) is a **B-I.** szakaszba sorolható a 402 ± 18 ky korával, úgy, mint a Budai Vár-hegy (140 m tszf, 424 ± 111 ky, illetve 344 ± 110 ky) és a Halászbástya, Hilton-szálló (150 m tszf, 450 ± 102 ky) előfordulásokból származó minták. A Nap-hegyről (143 m tszf) származó törmelékes minta kora nem volt mérhető, de feltehetően egyidős lehet a Vár-hegy édesvízi mészkövével. A Budapesttől északra (a Pilis-

ben) található előfordulások közül a Budakalászi édesvízi mészkő (215-230 m tszf között; **570±97 ky-tól 274±34 ky-ig**), valamint a Kálvária-tető mészkövei (205-211 m tszf között, **349±57 ky, 411±53 ky**) szintén aktívan (bár a rétegsoruk alapján nem folyamatosan) képződtek a **B-I.** és a **B-II.** szakasz (lásd később) alatt is. A Felső-hegyi szelvény tetejéről gyűjtött (legfiatalabb minta) szintén a **B-I.** szakasz idején képződött (238 m tszf, **380±44 ky**). Az Arany-hegy-felső (178 m tszf), Csúcsos-hegy (171 m tszf) és Berdó-dűlő (223 m tszf) törmelékes kőzeteiből nem készültek elemzések, míg a Pusztá-hegyi (224 m tszf) és a Majdán-fennsíki (188 m tszf) törmelékes előfordulások nem voltak mérhetőek. A Berdó-dűlői, Pusztá-hegyi és Majdán-fennsíki előfordulások kora a településük módja, tszf-i magassága és stabilizotópos összetételük alapján feltehetően a Budakalászi édesvízi mészkőével azonos. Az B-I. szakaszba sorolható még a Solymári-völgy északi oldalán települő Üröm-hegy-felső előfordulás (192 m tszf; **398±43ky**, illetve **344±110 ky**).

A mintegy **270 – 180 ky** közötti intenzív paleohévíforrás tevékenységgel és édesvízi mészkőképződéssel jellemezhető időszakot neveztem a **B-II. szakasznak** a Budai-hegységben. Az Északi-egység édesvízi mészkövei közül a **B-II.** szakaszban még szintén folyt a Budakalászi (230 m tszf, **274±34 ky**) és a Kálvária-tetői (211 m tszf, **207±34 ky**) édesvízi mészkövek képződése, és **225±29 ky**, illetve **276±106 ky** korával ide sorolható az Ezüst-hegy, Sugár-úti törmelékes előfordulás (186 m tszf) is. Szintén a **B-II.** szakaszra jellemzőek a Gellért-hegyi előfordulások (Ifjúsági-park: 220 m tszf, **253±44 ky**, Számadó út: 195 m tszf, **183±49 ky**), az Ördög-árok völgyéhez tartozó Kondor úti (213 m tszf, **264±144 ky**) és Nyéki út (240 m tszf, **199±22 ky**) előfordulások, valamint a Duna-völgyéhez tartozó Kiscelli (137 m tszf, **189±133 ky**), Farkastorki úti (154 m tszf, **238±39ky**) és Bécsi úti Shell benzinkúttal szemben található (118 m tszf, **246±21ky**, illetve **245±20ky**) édesvízi mészkövek. Utóbbiak korát korábban 60 ky-nek tartották U/Th sorozatos mérések alapján (Pécsi 1973), azonban az általam többször megismételt U/Th sorozatos mérések a mészkövet jóval idősebbnek mutatták, így feltételezhető, hogy a 238 ±39 ky korú Farkastorki úti mészkő lecsúszott blokkjával állunk szemben. A Laborc-köz törmelékes előfordulása nem volt kormeghatározásra alkalmas, és a Gellért-hegyen szintén csak elszórt törmelékként előforduló Kelenhegyi úti (175 m tszf) és Somlói úti (150 m tszf) mészkövekből sem készültek korvizsgálatok.

A **B-III. szakasz** édesvízi mészkövei közé a holocén során, illetve a napjainkban is képződő recens előfordulások tartoznak. Ilyen a Csillahegyi strand, a Római-fürdő, valamint az Árpád-forrás körül kivált holocén édesvízi mészkövek, valamint a jelenlegi karbonátos kiválások a Rudas-fürdő (122 m tszf), Rácz-fürdő és a Gellért-hegyi ősforrás területén. Ezekből az előfordulásokból a tanulmány keretei között nem készültek korvizsgálatok, de a recens mészkiválás napjainkban is megfigyelhető.

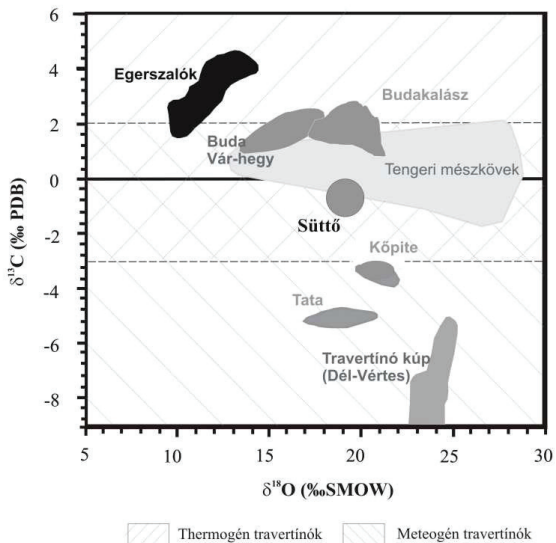
V. 4.2. A Gerecse édesvízi mészköveinek U/Th sorozatos koradatai

A Gerecsében 24 előfordulás édesvízi mészkövén készültek U/Th sorozatos korvizsgálatok és ebből 16 előfordulás mintáin mért 18 db koradat esett a mérési határon (600 ky) belül (5-11. táblázat). Egyes esetekben (pl. Süttő, Diósvölgyi-kőfejtő; Tata, Öreg-tó Kelet) ugyanabból a mintából 4 mérést is végeztem az U/Th sorozatos kormeghatározáshoz szükséges „isochron” meghatározásához (5-12. táblázat). A mogyorósbányai Kő-hegy (285 m tszf), Szágódó (201 m tszf), Meleges-hegy (282 m tszf), Kőpíte (256 m tszf), Új-hegy-Öreg-hegy (261 m tszf), Látó-hegy (282 m tszf), Dunaalmás Római-kőfejtő (264 m tszf) édesvízi mészkövei és a Dunaalmás-alsó kőfejtő (190-210 m tszf) alsóbb mintái idősebbek a módszer felső mérési határánál, míg a Juh-állás édesvízi mészköve (226 m tszf) a viszonylag nagy Th szennyezettség miatt nem volt mérhető (5-13. táblázat). A mérhető korú minták közül a legidősebbnek a Központi-Gerecsében található Vékonycser édesvízi mészköve bizonyult (238 m tszf, **486±49 ky**), míg a legfiatalabb kort a tatai Öreg-tó keleti partjánál található édesvízi mészkő adta (120 m tszf, **52±1,5 ky**).

A Gerecsében mintegy **490 – 370 ky** között volt az első, intenzív mészkőképződéssel jellemezhető **G-I. szakasz**, amelynek legidősebb előfordulása a már említett vékonycseri feltárás (**486±49 ky**), a legfiatalabb tagja pedig a Les-hegyi felső-kőfejtő édesvízi mészköve (235 m tszf, **376±55 ky**). Ebbe a szakaszba sorolható **408±73 ky** korával a Les-hegyi alsó-kőfejtő (229 m tszf) is. A Központi-Gerecse előfordulásai közül több is ebbe a képződési szakaszba tartozik: Réz-hegy (228 m tszf, **466±83 ky**), Öreg-hegyek (236 m tszf, **391±53 ky**) Alsóvadács (329 m tszf, **440±74 ky**), valamint a Süttő-Diósvölgyi-kőfejtő (233 m tszf, **412±19 ky**). A Kelet-Gerecse édesvízi mészkő előfordulásai közül a tokodi (145-185 m tszf) sorolható még a gerecsei **G-I.** szakaszba **385±50 ky** korával.

A **G-II. szakasz 300 – 210 ky** közötti időszakra tehető. A **G-II.** szakaszon belül még folytatódott Süttő határában a mészkőképződés (Süttő, Új-Haraszti-kőfejtő: **296±22 ky**, Süttő, Hegyháti-kőfejtő: **272±65 ky**), de a forráskilépési pontok már a hegység peremi részei felé tolódtak el. A Les-hegynél (**273±73 ky**) is folytatódott a már I. szakaszban megkezdődött mészkőképződés, a Kelet-Gerecsében a Kiskő-Hegyeskői édesvízi mészkő (**231±8 ky**) képződött ebben a periódusban, de a forrástevékenység és mészkőképződés szempontjából a Nyugat-Gerecse jóval aktívabb volt. Mária-Magdolna-pusztá határában **284±19 ky**, Vértesszőlösön **220± 28 ky** korú édesvízi mészkövek települnek, míg a Dunaalmás Vöröskő-bánya mészköve **223± 29 ky**-vel ezelőtt, a Dunaalmás-alsó-kőfejtőé pedig **214±30 ky**-vel ezelőtt képződött.

A Gerecsében a Budai-hegységtől eltérően a III. szakasz (**G-III.**) 100 ezer éve kezdődött és nyomokban még ma is képződik karbonát a tatai Fényes-források és a dunaalmási Csokonai-forrás közelében. A tatai Porhanyó-bánya korát a korábbi irodalmi adatok (Schwarcz és Skoflek 1982, Hennig *et al.* 1983, Scheuer és Schweitzer 1988c) mintegy 100 ky-vel ezelőttre teszik. A tatai Öreg-tó keleti partjainál található előfordulás U/Th kora pedig **52±1,5 ky**-nek bizonyult. Recens, néhány évtizede még aktív mészkiválások voltak a tatai Angolt-kert Pokol-forrásánál is, jelenleg viszont már ezek a források is elapadtak.



Egerszalók, recens travertínó domb (jelen dolgozat)

Budakalász (Budai-hegység), középső-pleisztocén travertínó (Kele *et al.* 2003)

Buda Vár-hegy (Budai-hegység), középső-pleisztocén travertínó (Korpás *et al.* 2004)

Tata, Porhanyó-bánya (Nyugat-Gerecse), felső-pleisztocén travertínó (Kele *et al.* 2006)

Kőpíte (Nyugat-Gerecse), pliocén (?) travertínó (Kele *et al.* 2006)

Dél-Vértes, Felső-kréta (?) travertínó kúp (Siklós *et al.* 2006)

Süttő (NE-Transdanubia, Hungary), középső-pleisztocén travertínó.

6.1-1. ábra: Különböző hazai édesvízi mészkő előfordulások stabilizotópos értékei, feltüntetve a thermogén és meteogén édesvízi mészkövek tartományát (Pentecost 2005 alapján).

VI. DISZKUSSZIÓ

VI. 1. A recens egerszalóki előfordulás vizsgálatából levont általános következtetések

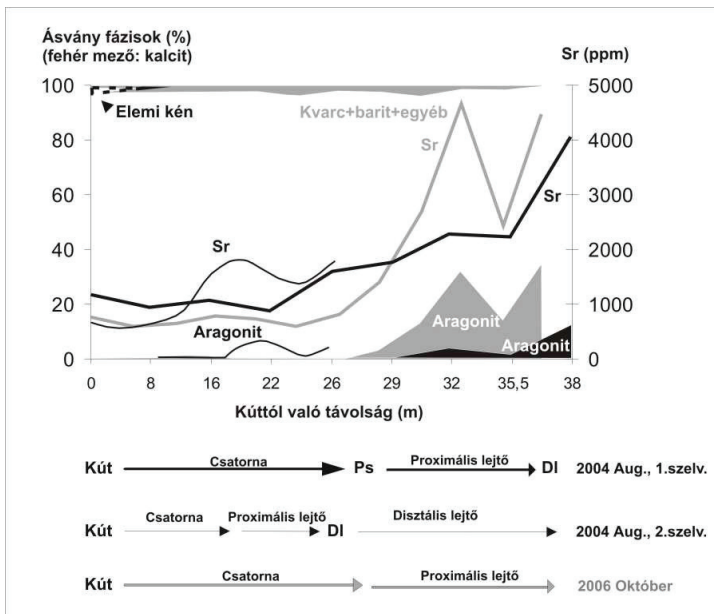
Az egerszalóki édesvízi mészkő szedimentológiai és geokémiai vizsgálatából levont következtetések felhasználhatóak a fosszilis édesvízi mészkövek geokémiai adatainak értelmezésekor. Az eredmények tárgyalásakor a következő kérdésekre koncentráltam: i) az egerszalóki édesvízi mészkő geokémiai osztályozhatósága; ii) a fácies típusok és a geokémiai adatok kapcsolata; iii) a biogén karbonátképződés, és hatása a mészkő stabilizotópos összetételére; iv) az édesvízi mészkövek kalcit/aragonit arányát meghatározó tényezők; v) a karbonátkiválás közben a kalcit és a víz között fellépő izotóp frakcionáció vizsgálata, illetve a nem-egyensúlyi kalcit-víz frakcionáció következményei a kiválási hőmérséklet számítására, és a fluidum eredetének meghatározására.

VI. 1.1. Az egerszalóki édesvízi mészkő geokémiai osztályozhatósága

Pentecost (2005) geokémiai osztályozási rendszere két fő típust (termogén, meteogén) és számos altípust (termometeogén, evasive-, invasive-, ambient-, superambient-meteogene, stb.) különít el. Hidrogeológiai megfigyelések, és az elvégzett geokémiai vizsgálatok alapján az egerszalóki édesvízi mészkő a termometeogén és termogén közötti átmeneti típusként értékelhető. A termometeogén elnevezés arra utal, hogy a beszivárgó csapadékvíz mélyen a felszín alatt áramolva felmelegszik, és végül termálvízként jut a felszínre, de eredetét tekintve még a csapadékvíz összetételt hordozza (Pentecost 2005). A termogén édesvízi mészkő olyan masszív karbonátos üledék, amely termális folyamatokból származó CO₂-t tartalmazó, alacsony szerves anyag tartalmú, és viszonylag nagy hőmérsékletű vízből képződik, nagy üledékképződési sebességgel (Turi 1986). Az egerszalóki édesvízi mészkő $\delta^{13}\text{C}$ értékei (0,5 – 4,3 ‰) a termometeogén és termogén édesvízi mészkövek közötti átmeneti zónába esnek, de a besorolást a hidrogeológiai sajátosságok (csapadékvíz beszivárgása; mélyen a felszín alatt történő cirkuláció; gyors karbonát képződés) és mészkövek szöveti sajátosságai is megerősítik. Az egerszalóki édesvízi mészkő $\delta^{13}\text{C}$ értékei a legpozitívabbak a hazai édesvízi mészkövek közül (**6.1-1- ábra**) (Kele *et al.* 2003, Kele *et al.* 2005, Kele *et al.* 2006), ami jelzi, hogy a szerves eredetű szén szerepe nem lehet túl jelentős az egerszalóki édesvízi mészkő képződésében.

VI. 1.2. A fácies típusok és a geokémiai adatok kapcsolata

Az édesvízi mészkő képződés üledék képződési fáciesének meghatározása általában terepi megfigyelésekkel és petrográfiai vizsgálatokkal történik (pl. Chafetz és Folk, 1984,



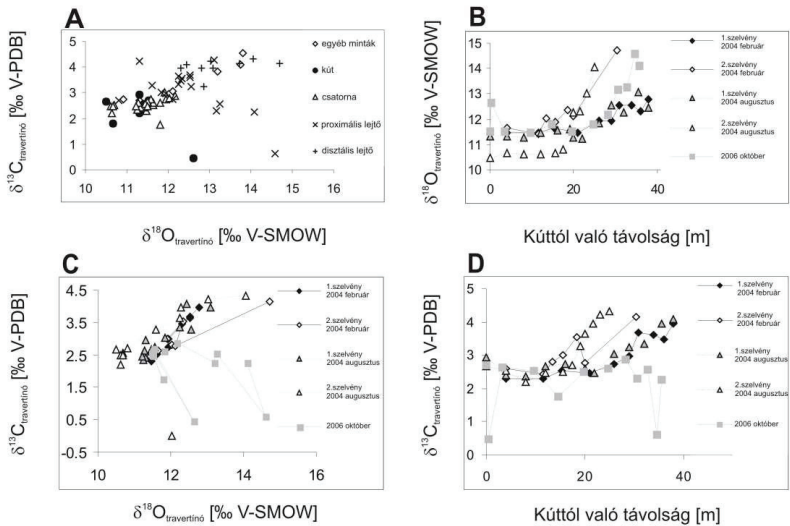
6.1-2. ábra: Az egerszalóki édesvízi mészkőminták ásványos összetétele, és a Sr koncentrációkkal való kapcsolata, feltüntetve a lokális üledékképződési környezetet és a mintázás időpontját.

Kele *et al.*, 2006), de amennyiben a szöveti bélyegek nem felismerhetőek, geokémiai vizsgálatokra, stabilizotópos és nyomelem összetételi elemzésekre is szükség lehet.

Az egerszalóki szelvények mentén vizsgált elemek közül a Sr és Mg mutatott szisztematikus változásokat. A Sr koncentráció folyásirány szerint haladva a karbonátban nőtt, a vízben csökkent, míg a Mg a vízben és a karbonátban egyaránt csökkent (5-9. táblázat). A nyomelemek viselkedését befolyásolhatja a különböző fluidumok aránya, valamint a kristály szerkezete és a hőmérséklet (Fairchild *et al.* 2006). A karbonátok Sr tartalma már évtizedek óta vizsgálatok tárgya (Barbieri *et al.* 1979, Bodine *et al.* 1965, Cipriani *et al.* 1977, Duchi *et al.* 1978, Turi 1986). Ishigami és Suzuki (1977) erős pozitív korrelációt talált japán édesvízi mészkövekben a Sr tartalom és az aragonit jelenléte között. Chafetz *et al.* (1991) szerint a Mg, Sr, Na, Mn és Fe magasabb koncentrációban is jelen lehet az édesvízi mészkövekben, különösen megnövekedett üledékképződési sebesség esetén, ami növeli az 1-nél kisebb megoszlási együtthatójú (pl. Mg, Sr és Na) elemek, és csökkenti az 1-nél nagyobb megoszlási együtthatójú elemek (pl. Mn, Fe) beépülését (Bodine *et al.* 1965, Katz *et al.* 1972, Lorens 1981, Given és Wilkinson 1985, Pingitore és Eastman 1986).

Az egerszalóki édesvízi mészkő esetén a Mg koncentráció a Sr koncentrációval fordítottan arányosnak mutatkozott ($R^2=0,98$), és a Sr koncentrációja a kifolyási ponttól távolodva folyamatosan nőtt, ellentétesen a Fouke *et al.* (2000) által az Angel Terrace (Mammoth Hot Springs, Yellowstone) esetében leírtakhoz képest. A megfigyelt kalcit-víz megoszlási együttható a kifolyási pontnál jelentősen eltér a Huang és Fairchild (2001) által meghatározott kísérleti összefüggéstől, és csak alacsonyabb hőmérsékleten, a kifolyási ponttól távolabb közelíti meg a várt K_D értéket. Ez az eltérés a proximális lejtőn történő rendkívül gyors kiválási sebességgel magyarázható, bár Morse és Bender (1990) szerint a Mg beépülése független az üledékképződés sebességétől. A Mg-Sr beépülése tovább komplikálódik azért, hogy a lejtőn megjelenik az aragonit. Malesani és Vannucchi (1975) szerint a termálvizek nagy Sr tartalma elősegíti az aragonit kiválását. Az egerszalóki édesvízi mészkő esetében a termálvíz Sr koncentrációja alacsony, és tovább csökken a kifolyási ponttól távolodva. A proximális lejtőn, ahol az üledékképződés sebessége a legnagyobb, a Sr az aragonit kristályrácsában rögzül **(6.1-2. ábra)**. Az aragonit a kalcithez képest szívesebben befogadja a Sr-ot és gyakorlatilag kizárja a Mg-ot a szerkezetéből (Gaetani és Cohen, 2006), 1:1 Mg-Sr helyettesítést eredményezve az édesvízi mészkő szelvények mentén. Mindezek következtében a krisztallográfiai és növekedési hatások határozzák meg a megfigyelt Sr-Mg megoszlást, mintsem a megoszlási együttható hőmérsékletfüggése.

Az üledékképződési környezetek meghatározásának másik módja a stabilizotópos összetételek segítségével lehetséges. A 2004 februári és augusztusi szelvények adatai alapján az üledékképződési környezetek (az egyes mikrofaciesek) folyamatos trendet mutatnak a kifolyási ponttól a disztális lejtő felé haladva, egyre növekvő $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ értékekkel **(6.1-3. ábra)**. A megfigyelt $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ trend hasonló a más előfordulásoknál szintén megfigyelhető összefüggésekhez (recens példák: Yellowstone, Fouke *et al.* 2000, Pamukkale, jelen



6.1-3. ábra: A, Az egerszalóki édesvízi mészkő különböző fáciestípusainak stabilizotópos értékei; B, A $\delta^{18}\text{O}$ értékek változékonysága a kúttól való távolság függvényében; C, A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékeket ábrázoló diagram; D, A $\delta^{13}\text{C}$ értékek változékonysága a kúttól való távolság függvényében.

tanulmány; fosszilis példa: Tata, Kele *et al.* 2006). A különböző édesvízi mészkő előfordulások esetében megfigyelt trendek közötti egyezésből arra következtethetünk, hogy a stabilizotópos összetételek felhasználhatóak a képződési fázisok beazonosítására, akár fosszilis édesvízi mészkövek esetén is. Amint a dolgozat eredményeiből is kiderül, az egerszalóki esetben megfigyelt $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ összefüggés alapján lehetséges például a kifolyási pont elkülönítése.

A $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ pozitív irányú eltolódása részben a CO_2 kigázosodásának, a víz párolgásának, és a vízhőmérséklet csökkenésének tudható be. A nagy hőmérsékletű, édesvízi mészkövet lerakó termálforrások esetében a párolgásnak van a legerősebb hatása a $\delta^{18}\text{O}$ értékekre, míg a kigázosodás és a nem-egyensúlyi karbonátkiválás hatása jóval kisebb (Chafetz és Lawrence 1994). A kigázosodás során leginkább a ^{12}C távozik el a rendszerből ami befolyással van a szénizotópos összetétel alakulására. Az egerszalóki termálvíz pH viszonyai mellett (6,1 a kifolyási pontnál és 7,9 a disztális lejtőn) az oldott karbonát jellemzően HCO_3^- formájában van jelen, míg az oldott CO_2 és CO_3^{2-} csak alárendelt koncentrációban képviselteti magát. A szénizotópos összetétellel ellentétben (ha a CO_2 , H_2O és CO_2 által szállított oxigént vesszük figyelembe) a kigázosodás nem okoz észrevehető változást az oldott szénvegyületek oxigénizotópos összetételében a víz puffer hatása miatt, annak ellenére, hogy korábbi tanulmányok (Friedman 1970, Chafetz és Lawrence 1994) ezt feltételezték.

Jóval erősebb a víz párolgásának hatása, amely a gázfázisban dúsuló ^{16}O jelentős hányadát (a H_2^{16}O molekulákat) távolítja el a rendszerből az egyensúlyi, és a kinetikus frakcionáció esetében egyaránt. A párolgó víz oxigéntartalma miatt a párolgás jelentős ^{18}O dúsulást okozhat a visszamaradó oldatban, és így a belőle kiváló édesvízi mészkő $\delta^{18}\text{O}$ értékében is, amennyiben van idő a CO_2 és a víz közötti izotópcserére (Kitano 1963, Gonfiantini *et al.* 1968, Friedman 1970, Turi 1986, Chafetz *et al.* 1991, Chafetz és Lawrence 1994). A párolgás egyirányú folyamat, amely kinetikus izotópfractionációval jár (Hoefs 1997), és különösen a kis páratartalmú régiókban és/vagy termálforrások környékén jelentős (Pentecost 2005). Gyors karbonát kiválás esetén az oldott szénvegyületek nem tudnak egyensúlyba kerülni az elpárolgott H_2O -val, így a korábbi oldat izotópos összetételét őrzik meg. Ez a folyamat alacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értékeket eredményez a karbonátban, mint ami várható lenne a mért vízösszetétel alapján, és így nagyobb $\Delta^{18}\text{O}_{(\text{karbonát-víz})}$ értéket okoz. A párolgás mértéke a víz hidrogén és oxigénizotópos összetételének folyásirány menti változásából becsülhető. Az egerszalóki esetben azonban a δD értékek változása a vízben (3,2 ‰) alig haladja meg a mérési pontosságot (2 ‰) (5-17. ábra). A 2004 augusztusi és 2006 októberi mintagyűjtés teljes adatsora egy lineáris korrelációs egyenest határoz meg 2,8-as lejtéssel ($R^2=0,46$), ami nagyon hasonló a Sheppard (1986) által a termálforrások esetében leírt trendekhez. A gyenge korrelációs koefficiens oka a termálvíz felszíne feletti páratartalom változása lehet a két mintázási periódus között, ami különböző mértékű tényleges frakcionációt, és eltérő lejtésű korrelációs egyeneseket eredményez. Habár a kiindulási

összetételek mindkét mintázás esetén a kútnál kissé eltérőek voltak (2004 augusztusában $\delta^{18}\text{O} = -11,1 \text{ ‰}$, 2006 októberében $-10,9 \text{ ‰}$), a különbség közel van az analitikai pontosság határához, ezért elhanyagolhatónak tekinthető.

A vizsgálatok azt mutatták, hogy terepi és petrográfiai megfigyelésekkel, valamint geokémiai adatokkal egy adott édesvízi mészkőösszetétel kifolyási pontja meghatározható. Ennek különösen akkor van jelentősége, ha a karbonátot lerakó fluidum eredetére vagyunk kíváncsiak, ebben az esetben ugyanis fontos a képződő karbonát izotópos összetételét másodlagosan befolyásoló hatások leválasztása.

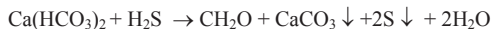
VI. 1.3. A biogén karbonátképződés és hatása a mészkő stabilizotópos összetételére

A biogén karbonátképződés nyomai gyakran megfigyelhetők a terepen, és az édesvízi mészkövek szöveti vizsgálata során is. A biogén aktivitás megjelenésének számos módja ismert, amelyek közül a baktériumok és algák, nem karbonátos (pl. kén) üledékek és különböző karbonátos képződmények, bekérgezett buborékok, sztromatolitok, shrub szerkezetek egyaránt megtalálhatóak Egerszalókon.

Pentecost (2005) szerint a szálas baktériumok (*Oscillatoria*, *Phormidium* és *Schizothrix*) a leggyakoribb telepalkotók közé tartoznak a termálvízből keletkező édesvízi mészkövek esetében. A *Phormidium laminosum* a közép-itáliai termálforrások környékén gyakori és nagy tömegben fordul elő a Yellowstone Nemzeti Park édesvízi mészköveinél is, felszíni zöldes bevonatot alkotva a csatorna fáciése $30\text{-}55 \text{ °C}$ hőmérsékletű vízében (Pentecost 1995a,b).

Egerszalóknál néhány primitív termofil baktérium csoportot (*Aquificales* és *Thermotogales*) azonosított Szekér (2001) és Zenke (2002), de egyéb nem-kén baktériumokat és alkáli-termofil baktériumokat (pl. *Chloroflexus*) is leírtak a barnás-zöldes, pálcika-alakú baktériumokból álló mikrobiális bevonatokban. A 2006 tavaszán begyűjtött minták az Egyesült Államok Ny-i részén található termálforrásokéhoz (pl. Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park és Pinkerton Hot Springs, Durango, Colorado) hasonló mikrobiális flórát mutattak ki Egerszalókon, beleértve az *Exiguobacteria*-t, *Thermus*-t, *Mesothermus*-t. (Kulja *et al.* 2006).

Az élő organizmusok közvetlen jelenlétén kívül a biológiai aktivitás egyéb fizikai nyomai is megfigyelhetők Egerszalókon. A kifolyási pont környékén található kis mennyiségű elemi kén a fotoszintetizáló kén-oxidáló baktériumok jelenlétére utal, amelyek tevékenységét a következő egyenlet írja le (Brock 1978, Chafetz és Folk 1984, Fouke *et al.* 2000):



Karbonáttal bevont buborékok találhatóak a domb tetején levő tavacska alján, a kút közelében. Ezeket a buborékokat Allen és Day (1935) írta le először, és viszonylag gyakoriak

a sekélyebb tavacsákban (Kitano 1963, Schreiber *et al.* 1981, Chafetz és Folk 1984, Guo és Riding 1998, Özkul *et al.* 2002). A DNy-Colorado-i források buborékos formáit Chafetz és Folk (1984) és Chafetz *et al.* (1991) gáz buborékok körüli bakteriális eredetű kiválásként értelmezte.

Talán a leglátványosabb biogén karbonátos édesvízi mészkő üledék az ún. shrub-szerkezet, amely Egerszalókon is megfigyelhető (5-4. ábra). Először Kitano (1963) írt le ilyen formákat japán édesvízi mészkővekből, később pedig Chafetz és Folk (1984), valamint Guo és Riding (1994) foglalkozott részletesen ezekkel a főleg bakteriális képződményekkel. A shrubok eredetét számos publikáció tárgyalta már (Koban és Schweigert 1993, Guo *et al.* 1996, Guo és Riding 1998, 1999). Chafetz és Guidry (1999) a shrubokat a bakteriális-, kristályos- és sugaras-kristályos csoportokba sorolta. A kristályos és a szélesebb, sugaras-kristályos shrub-ok morfológiáját leginkább szervetlen folyamatok, például a morfológiától függő kigázosodás alakították ki. A kristályos shrubok általában olyan helyeken képződnek, ahol a víz karbonátra nézve túltelített, és gyors az üledékképződés (Guo és Riding 1998). Folk *et al.* (1985), valamint Chafetz és Guidry (1999) szerint az átmenet folyamatos a bakteriális és a kristályos shrub típusok között, és a bakteriális formák befolyással vannak a kristályos shrubok morfológiájára. A bakteriális shrub-ok gyakoriak az édesvízi mészkővek terasz tavacskaiban, míg a sugaras-kristályos shrub-ok elsősorban a kifolyási pont körül, illetve a terasz peremeknél fordulnak elő. A bakteriális shrub-ok általában forró és/vagy savas képződési környezetekből ismertek, és többnyire olyan meleg vizekben képződnek, ahol szinte minden baktérium élni és szaporodni képes (Chafetz és Guidry 1999).

Chafetz és Folk (1984) szerint a shrub rétegek a tavaszi-nyári növekedési szezont reprezentálják, míg a vékony, mikrites rétegek télen képződnek, amikor a karbonátképződés minimális. Egy rétegpár tehát egy évet reprezentál. Meredith (1980), valamint Chafetz és Folk (1984) a lamináltságot a bakteriális csoportok, és pálcák közötti sűrűségbeli különbségnek tulajdonította. Doemel és Brock (1974) baktérium- és alga-szőnyeget is megfigyelt a Yellowstone Nemzeti Park (Wyoming, USA) szilikátos termálforrásainál, és a laminációkat a baktériumok és algák közötti migrációs különbségekre vezette vissza, ami leginkább a fényintenzitás napi fluktuációjától függ (Folk *et al.* 1985).

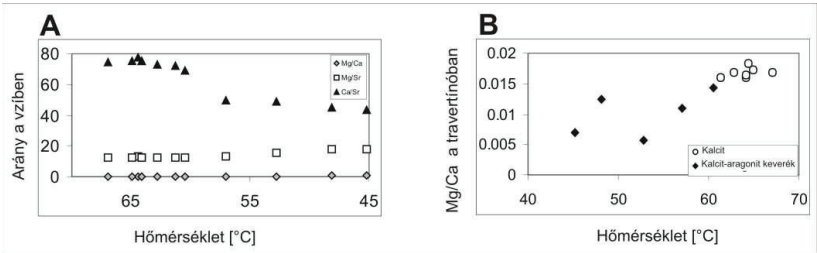
Az egerszalóki shrub-szerkezetek pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) felvételeken is jól láthatóak (5-4. ábra, B), és hasonlóak a Budakalászon már korábban leírt shrubok-hoz (Kele *et al.* 2003). A shrubok általában a bakteriális tevékenységben bekövetkező szezonális (vagy napi) különbség következtében alakulnak ki, és a shrub rétegek vastagsága többekévvé állandó. Ettől eltérően viszont az egerszalóki shrub-szerkezetek különböző vastagságú mikrites és pátitos laminákból állnak (Kele *et al.* 2004), ami az időszakos vízzel való borítottságnak tudható be, ugyanis a víz folyásirányát a fürdő karbantartói folyamatosan módosítják. Tehát az egerszalóki shrub rétegek feltehetően nem a szezonális vagy napi ciklicitás következtében, hanem a vízzel való borítottság függvényében jöttek létre. Ez a jelenség hasonló a Guo és Riding (1994) által szintén megfigyelt folyamathoz, miszerint az édesvízi

mészke terasz-tavacsákák váltakozó vízzel való borítottsága és kiszáradása szerepet játszhat a shrub-formák képződésében.

De hogyan befolyásolja a biológiai aktivitás a stabilizotópos összetételt? A DIC értékek (5-1. táblázat) a kifolyási ponttól a disztális lejtő felé haladva folyamatosan növekednek, elsősorban a CO₂ kigázosodása miatt. A fotoszintézisnek szintén hatása van a δ¹³C_{DIC} értékekre (McConnaughey 1989, Spiro és Pentecost 1991). Azoknak a mintáknak a szénizotópos összetétele, amelyek szövete a mikrobiális tevékenység nyomait őrzi, általában pozitív irányba tolódik el a fotoszintézis következtében, amely leginkább a könnyű, ¹²CO₂-t távolítja el a rendszertől (Guo *et al.* 1996). Ez a folyamat leginkább a lassú vízfolyásokra, tavacsákákra jellemző. A biogén hatásra képződött karbonátok kis (0,5-1,5 %) eltérést mutathatnak az átlagos δ¹³C értékektől, de az eltérés mértéke akár a 6 ‰-et is elérheti (Guo *et al.* 1996). A fentiekől eltérően Özkul *et al.* (2002) szokatlanul alacsony δ¹³C értékeket is talált a törökországi Denizli-medence édesvízi mészköveinek tavi képződményeiben (shrub, kalcitlemez és pizolit litofáciesekben). Egerszalókon a mikrobiális tevékenység szénizotópos összetételre gyakorolt hatása nem mutatható ki, mivel a shrub szerkezeteket tartalmazó, és nem tartalmazó minták közel azonos szénizotópos összetétellel rendelkeznek (5-1. táblázat). Ebből adódóan az Egerszalóki édesvízi mészkő stabilizotópos összetételét elsősorban az olyan szerves hatóanyagok határozzák meg, mint a gyors CO₂ kigázosodás, a párolgás és a hőmérsékletváltozás.

VI. 1.4. Az édesvízi mészkövek kalcit/aronit arányát meghatározó tényezők

Viszonylag jelentős mennyiségű (a karbonát tartalom 30 %-át is elérő) aragonitot határozott meg az édesvízi mészkő domb kifolyási pontjától távol eső proximális lejtőről, ami eltér attól az általános megfigyeléstől, hogy a magasabb hőmérsékletű vízből, a forrás kifolyási pontjának környékén képződik aragonit (**6.1-1. tábla**). A szokatlan helyen előforduló aragonit kiválásnak hatása lehet a stabilizotópos összetételre, és magáról az édesvízi mészkő képződés módjáról is információval szolgálhat. Korábbi tanulmányok (Friedman 1970, Pursell 1985, Sturchio 1990, Folk 1994, Fouke *et al.* 2000) kimutatták, hogy az aragonit általában a források kifolyási pontja körül képződik, ahol a hőmérséklet általában 30 - 60 °C között van. Folk (1994) megfigyelése szerint, ha a vízhőmérséklet 40 °C felett van, akkor a fluidum összetételétől függetlenül aragonit képződik, és kalcit válik ki, ha a víz Ca-ban gazdag és hőmérséklete kisebb, mint 40 °C. Fouke *et al.* (2000) szintén kimutatta, hogy amennyiben a vízhőmérséklet meghaladja a 44 °C-ot, akkor aragonit képződik, és ha a hőmérséklet kisebb, mint 30 °C, csak kalcit válik ki. A fenti megfigyelésektől eltérően az egerszalóki termálkút kifolyási pontjánál, 70 °C-hoz közeli hőmérsékleten képződő édesvízi mészkő szinte csak tiszta kalcitból áll (4-1. ábra, 5-9. táblázat). Az aragonit a kifolyási ponttól távolabb, a proximális lejtőn jelenik meg, ahol a hőmérséklet még mindig 45-50 °C között van. Ez a megfigyelés különbözik a Folk (1994) által leírtaktól. Buczinsky és Chafetz (1991) szerint viszont nem lehetetlen a kalcitkép-



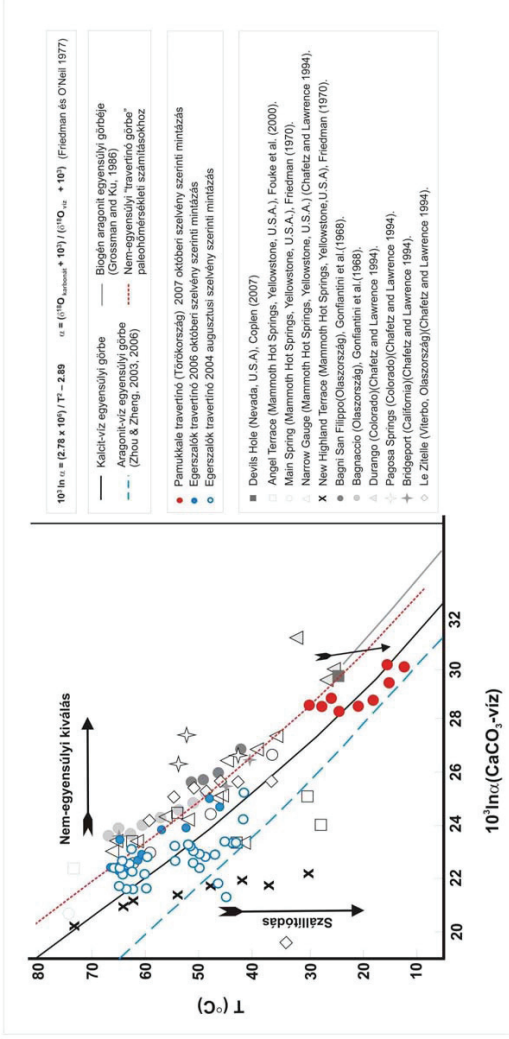
6.1-4. ábra: Az egerszalóki termásvíz Mg/Ca, Mg/Sr és Ca/Sr arányainak változása a szelvények mentén.

ződés forró vízből, de csak alacsony diffúziójú gélszerű közegben, és kis kiválási sebességű esetekben lehetséges, ami az egerszalóki édesvízi mészkőről nem mondható el.

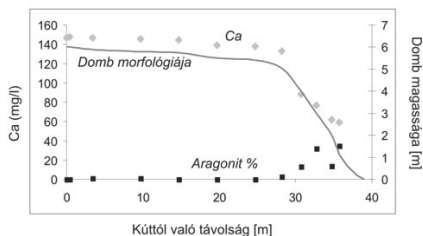
Korábbi irodalmak szerint (Chafetz *et al.* 1991, Folk 1994, Fouke *et al.* 2000, Pentecost 2005) a kalcit, illetve aragonit kiválást befolyásoló legfontosabb tényezők: a víz hőmérséklete és kémiai összetétele (Mg/Ca), a $p\text{CO}_2$ és a CO_2 kigázosodás mértéke. Japán termálforrások tanulmányozását követően Kitano (1963) számos édesvízi mészkő előfordulást írt le, ahol kalcit és aragonit kiválás is történt, és arra a következtetésre jutott, hogy az aragonit ott van jelen, ahol a CO_2 kigázosodása a legnagyobb. A kinetikus hatás tehát mindenképpen fontos szerepet játszik ott, ahol az üledékképződés sebessége nagy (Chafetz *et al.* 1991). Leitmeier (1915) az oldat összetételének szerepét emelte ki a CaCO_3 képződése közben, és úgy találta, hogy aragonit azokból a vizekből képződik, amelyek nagy Mg/Ca aránnyal rendelkeznek. Fischbeck és Müller (1971) szerint az aragonitképződés akkor válik jelentőssé, amikor a Mg/Ca arány eléri a nagyjából 2,9-es értéket. Folk (1994) szerint akkor képződik aragonit, ha a víz Mg/Ca $> 1:1$ -hez (függetlenül a víz hőmérsékletétől). Wray és Daniels (1957) és Malesani és Vanucci (1975) a Sr^{2+} és a SO_4^{2-} aragonitképződésben betöltött szerepét vizsgálta.

Az egerszalóki termálvíz esetén a víz kémiája folyamatosan változik a szelvények mentén és a mért Mg/Ca, Mg/Sr és Ca/Sr arány világos trendet mutat (**6.1-4. ábra**). Ha a Mg/Ca arány meghaladja a 0,18-as értéket, a Mg/Sr arány meghaladja a 12,75-t és a Ca/Sr arány kisebb, mint 69,17, a kalcittal együtt kis mennyiségű aragonit kezd képződni. A **6.1-5. ábra** azt mutatja, hogy az aragonit képződés a proximális lejtőn kezdődik, ahol a karbonátkiválás sebessége és mennyisége erősen növekedni kezd (a víz Ca-tartalmának hirtelen csökkenését eredményezve), és ez az állapot a proximális lejtőn végig kitart. Ez a megfigyelés is megerősíti azt a feltételezést, hogy az egerszalóki esetben az aragonit képződést főleg a kiválási sebesség befolyásolja, míg a Mg-Sr koncentrációban történő változások inkább már csak a következményei a folyamatnak.

Az aragonit jelenlétét a stabilizotópos adatok értelmezésénél is figyelembe kell venni. Zhou és Zheng (2003) szerint az aragonit-víz oxigénizotóp frakcionáció mintegy 1 ‰-kal alacsonyabb a kalcit-víz frakcionációnál a 40-70 °C hőmérsékleti tartományban. Zhou és Zheng (2003) eredményeit viszont Kim és O'Neil (2005), Horita és Clayton (2007) és Kim *et al.* (2007a,b) erősen megkérdőjelezte. Utóbbi szerzők felülvizsgálták az aragonit-víz frakcionációs egyenletet és 0,2 és 0,4 ‰ közötti aragonit-kalcit frakcionációt kaptak a 70 - 40 °C közötti hőmérsékleti tartományra. Amennyiben az aragonitképződést nem vesszük számításba az édesvízi mészkővekből történő paleohőmérséklet számítások során, akkor ez a frakcionációs különbség <5 °C eltérést okozhat az adott hőmérséklet tartományban, ami elhanyagolhatónak mondható. Az oxigénizotóptól eltérően a szénizotóp frakcionáció jelentős a kalcit és az aragonit között, az utóbbi esetében mintegy 1,8 ‰-kel nagyobb $\delta^{13}\text{C}$ értéket okozva (Rubinson és Clayton 1969). Hozzá kell tenni azonban, hogy amíg az aragonit tartalom mindössze 10 % alatti, addig ez az eltérés az analitikai hiba határain belül található.



6.1-6. ábra: Oxigén izotóp frakcionáció a kalcit és a víz között, a hőmérséklet függvényében (Pentecost 2005, 46. ábrája alapján, módosítva). Az egerszalóki édesvízi mészkő adatai mellett a világ számos, termálvízből kiváló édesvízi mészkővét tüntettem fel, a különböző irodalmak alapján meghatározott egyensúlyi görbékkel, valamint a jelen dolgozat által javasolt nem-egyensúlyi „iravető-görbével” együtt. A számítások során Gontiantini *et al.* (1968), Friedman *et al.* (1968), Chafetz és Lawrence (1994), Foulke *et al.* (2000) és Copleen adatait használtam fel.



6.1-5. ábra: Az aragonitképződés és a morfológiai kapcsolata.

azonban nem jár nyomelem koncentráció-változással, ezért a proximális lejtőn megjelenő nagyobb Sr-tartalom az aragonit korábbi jelenlétére utal. Ezeket az észrevételeket mind figyelembe kell venni az édesvízi mészkövek genetikai értelmezésénél.

VI. 1.5. Nem-egyensúlyi kalcit-víz frakcionáció a karbonátkiválás során

Az édesvízi mészkő képződése általában olyan változatos és dinamikus környezetben megy végbe, hogy a gyakori kinetikus hatások miatt csak ritkán áll fenn izotópos egyensúly. Fritz (1965), Gonfiantini *et al.* (1968) és Turi (1986) tanulmányai arra engednek következtetni, hogy az egyensúlytól való eltérés legfőbb oka a vízből történő CO_2 kigázosodás mértéke. A víz felszínre való kilépését követően a $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{HCO}_3^--\text{CO}_3^{2-}$ rendszer izotópos egyensúlya hirtelen felbomlik a CO_2 parciális nyomásának csökkenése (a CO_2 kigázosodása) következtében. Általában az egyensúlytól való eltérés csökken a kifolyási ponttól való távolság növekedésével, és ahogy a CO_2 kigázosodása és a karbonátkiválás lecsökken, a rendszer a felszíni körülmények között az egyensúly visszaállítására törekszik (Gonfiantini *et al.* 1968).

A kifolyási ponttól távolabb a víz lehűl, és a képződő édesvízi mészkő $\delta^{18}\text{O}$ értéke megnő az édesvízi mészkő, és a víz közötti hőmérsékletfüggő oxigénizotóp eloszlásnak megfelelően (Epstein *et al.* 1953, O'Neil *et al.* 1969, Pentecost 2005). Annak ellenére, hogy Bagni San Filippo és Bagnaccio termálforrásai jól követik az imént említett trendet (Gonfiantini *et al.* 1968), a fentiekől teljesen eltérő frakcionációs folyamatokat írt le Friedman (1970) a Mammoth Main Springs és a New Highland Terrace (Yellowstone Park, U.S.A.) édesvízi mészkövei esetében (6.1-6. ábra). A Mammoth Main Springs esetében a CaCO_3 és a H_2O között fennáll az oxigénizotópos egyensúly, de a New Highland Terrace szinte összes mintája (egy, a legmagasabb hőmérsékleten képződött minta kivételével) nem-egyensúlyi körülmények között képződött. Friedman (1970) szerint a víz folyásában bekövetkező változásokkal lehet a két forrás közti különbséget magyarázni, ami elsősorban az üledékképződési mikro-környezet morfológiájának függvénye. A New Highland Terrace esetében a forró víz (73-75 °C, pH = 6,7) nagy sebességgel folyik le a 18 méter magas édesvízi mészkő domb tetejéről (az egerszalóki esethez hasonlóan), míg a Mammoth Main Springs-i előfordulás számos ki-

Másik indirekt hatása az aragonit képződésnek az átkristályosodás. Az aragonit gyakran alakul át kalcitá az felszíni viszonyok között. Az átkristályosodás elősegíti a környező oldatokkal történő izotópcserét a képződési hőmérséklettel eltérő hőmérsékleti viszonyok mellett, ami másodlagos izotóppszétételek kialakulásához vezethet. Az átkristályosodás

sebb tavacsákat tartalmaz (Turi 1986), ami arra utal, hogy az üledékképződés és az izotópos frakcionáció a tavi környezetekből ismert módon mehet végbe. A tavakban képződő édesvízi mészkövek ugyanis ^{18}O -ban dúsulnak az ^{16}O -ot eltávolító párolgás következtében (Pentecost 2005). Chafetz és Lawrence (1994) hat termálvizes édesvízi mészkő előfordulást (Narrow Gauge, Durango, Pagosa Springs, Bridgeport, Le Zitelle, Bagnaccio) vizsgált, és arra a megállapításra jutott, hogy az édesvízi mészköveknek szinte mindegyik esetben a vártnál nagyobb $\delta^{18}\text{O}$ értéke van, ami túl nagy karbonát-víz frakcionációt eredményez. Le Zitelle forrásai esetében viszont egy kivételt találtak, ahol a mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek alacsonyabbak voltak az elméleti számítások alapján várt értékeknél. Ennek az eltérésnek a hátterében Chafetz és Lawrence (1994) szerint a pontatlan, illetve hibás vízhőmérséklet mérések állhattak. Turi (1986) ezt az eltérést (az egyensúlyinál kisebb $\Delta^{18}\text{O}_{\text{kalcit-víz}}$ értékek) a CaCO_3 képződésében való késésnek tudta be. A termálkút közelében, a legmelegebb vízből képződő édesvízi mészkövek rendelkeznek a legalacsonyabb $\delta^{18}\text{O}$ értékkel és a gyors vízáramlás következtében a kristálycsírák (nukleuszok) a folyásirány mentén szállíthatóak és keveredhetnek az alacsonyabb hőmérsékleten kivált karbonátokkal. A fenti okokból kifolyólag a karbonát mért $\delta^{18}\text{O}$ értéke alacsonyabb lehet, mint az elméleti számítások alapján várt érték (6.1-6. ábra). Az Angel Terrace édesvízi mészkövének $\Delta^{18}\text{O}$ értéke keresztezi az egyensúlyi görbét (6.1-6. ábra) és Fouke *et al.* (2000) egyik lehetséges magyarázata szintén az eredetileg a termálkút körül kivált karbonát kristályok folyásirány menti szállítódása volt. A nagyobb méretű édesvízi mészkő darabok szállítódása és újra lerakódása az egerszalóki édesvízi mészkő esetében is megfigyelhető volt, különösen a csatorna fűrészekben, ahol a víz nagy sebességgel áramlik.

A pH-nak a képződő karbonát oxigénizotópos összetételére vonatkozó hatását Zeebe (1999) tanulmányozta, aki kimutatta, hogy az oxigén izotóp frakcionáció a víz és az oldott karbonát (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) között (a $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ értéke) a növekvő pH-val csökken, feltéve, hogy a CaCO_3 izotópos összetétele a fenti fajták arányait tükrözi. Az oldott szerveszén (DIC) főként HCO_3^- (izotóposan nehezebb, mint a CO_3^{2-}) formájában van jelen semleges pH-n, és leginkább CO_3^{2-} -ként nagy pH-n. Tehát a növekvő pH elősegíti a szén CO_3^{2-} -ba épülését és – a kis CO_3^{2-} - H_2O frakcionáció következtében – a kiváló karbonát $\delta^{18}\text{O}$ értéke negatív irányba tolódik el. Ez a megfigyelés használható a termálforrások üledékeinek esetén is. A legnagyobb kigázosodás a proximális lejtőn egybeesik a pH gyors emelkedésével, ami csökkenti a $\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ értéket, miközben a víz izotópos összetétele nem változik a pH-val (Zeebe 1999).

Az egerszalóki édesvízi mészkő adatai nagy szórást mutatnak a karbonát-víz oxigén-izotóp-frakcionáció és hőmérséklet diagramon (6.1-6. ábra). Az adatok az egyensúlyi görbe felett indulnak és az alacsonyabb $\Delta^{18}\text{O}$ értékek felé tartanak. Ez az elmozdulás főleg a 2004-ben gyűjtött szelvényeken látható, míg a 2006-ban gyűjtött szelvény az egyensúlyi görbéhez közelít, bár annak $\Delta^{18}\text{O}$ értékeit kissé meghaladja. A kifolyási pont körül a kiindulási összetétellel az egyensúlyi görbe körüli vagy feletti $\Delta^{18}\text{O}_{\text{kalcit-víz}}$ értékeket eredményeztek. Általában a gyors üledékképződés megakadályozza az egyensúlyt a H_2O , HCO_3^- és CO_3^{2-} között, tehát

a CaCO_3 molekulák a HCO_3^- $\delta^{18}\text{O}$ értékét tükrözik, ami ^{18}O -ban dúsul a CO_3^{2-} -hoz képest (Zhou és Zheng 2006), ami magyarázata lehet az elméleti $\Delta^{18}\text{O}$ értéknél magasabb értékeknek. Másrészt, az édesvízi mészkő domb alsóbb részénél jelentősebb eltérések figyelhetők meg az egyensúlyi görbétől az alacsonyabb $\Delta^{18}\text{O}$ értékek irányába. Ezt az eltérést más helyeken is megfigyelték már (lásd feljebb) és általában a karbonát szállítódásával magyarázták, így ezeket az adatokat nem részletezem.

A kifolyási pont körül képződött édesvízi mészkövekből kinyert adatok viszont az egyensúlyi görbét közelítik, vagy fölé esnek. A világhírű Pamukkale (Denizli-medence, Törökország) édesvízi mészkövének és termálvízének folyásirány menti szisztematikus stabilizotópos vizsgálata során nyert eredmények az egerszalókinál alacsonyabb (34,7 – 13,3 °C) hőmérsékleti tartományban is az egerszalókiival megegyező mértékű és jellegű eltérést mutatták az egyensúlyi görbétől (6.1-6. ábra), ami arra utal, hogy a nem-egyensúlyi kalcit-víz frakcionáció következtében az édesvízi mészkövek képződése során általában egy szabályszerű, szisztematikus eltolódás figyelhető meg az egyensúlyi görbétől, ami egy új, „travertinó görbét” eredményez. A 6.1-6. ábra a világ különböző részeiről származó édesvízi mészköveken mért adatokat tartalmazza összehasonlítás céljából. Az irodalmi adatok többsége az egyensúlyi görbe felett helyezkedik el, és eltolódásuk az egyensúlyi görbétől a Coplen (2007) által már meghatározott alacsony-hőmérsékletű kalcit-víz frakcionáció eltolódásával megegyező mértékű. Ez arra enged következtetni, hogy a tapasztalatok alapján +1%-os eltolódás figyelhető meg az egyensúlyi görbéhez képest, ami mintegy 8 °C különbségnek (6.1-6. ábra) felel meg a kiválási hőmérséklet vagy a vízösszetétel számítása során. Amennyiben a víz oxigén izotópos összetétele ismert vagy becsülhető, a képződési hőmérséklet az egyensúlyi görbe egyenlete szerint számolható, de a kapott értéket +8 °C-al korrigálni kell. Ekkora nagyságú hőmérsékletkülönbségnek alacsony-hőmérsékletű rendszerekben komolyabb szerepe is lehet. Az egyensúlyi görbétől való eltérés pontos oka még nem ismert, de a stabilizotópos és nyomelem adatok is arra utalnak, hogy a nem-egyensúlyi frakcionációt a megnövekedett üledék-képződési sebesség okozza. Érdekes módon az édesvízi mészkövek adatai a Grossmann és Ku (1986) (6.1-6. ábra) által meghatározott biogén aragonit-víz frakcionációs görbe felé közelítenek.

Az egerszalóki és pamukkalei adatok azt mutatják, hogy a paleohőmérséklet számításokhoz először a kifolyási pontot kell megtalálni, és csak a közvetlenül a forráskilépési pont (kút, vagy kürtő fácies) izotópos összetétele használható fel a számítások során, mivel a kifolyási ponttól távolabb, a lejtőn képződött édesvízi mészkövek izotópos összetételét másodlagos folyamatok (pl. karbonát szállítódás, ásványos összetétel megváltozása) befolyásolhatják. Hasonló konklúzió vonható le a $\delta^{13}\text{C}$ értékeken alapuló geokémiai osztályozásból, ahol szintén a kifolyási pont megtalálása döntő fontosságú az értelmezhetőség szempontjából. Általánosságban megállapítható, hogy bármely édesvízi mészkő előfordulás stabilizotópos vizsgálata során részletekbe menően ismerni kell az egyes minták mikrofácies típusait, és a kifolyási ponthoz legközelebb eső mintát kell kiválasztani a helyes következtetések levonásához.

VI. 2. A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak öskörnyezeti rekonstrukciója

A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkő előfordulásainak makroszkópos és mikroszkópos vizsgálata, stabilizotóp-geokémiai elemzése és U/Th sorozatos kormeghatározása számos új információval szolgált az üledékképződés módjáról és a közben fennálló éghajlati körülményekről. A két hegység közötti eltérés abban mutatkozik meg leginkább, hogy míg a **Budai-hegységben gyakoribbak a forráskúpos** megjelenésű édesvízi mészkövek, addig a **Gerecseben inkább a tavi** eredetű előfordulások dominálnak. Az egyes előfordulások genetikájának elkülönítése fontos, mivel különbözőképpen őrizhetik meg a paleoklíma jeleit, sőt adott esetben egyéb tényezők (pl. magasabb vízhőmérséklet) felül is írhatják a víz csapadék eredetét őrző stabil oxigénizotópos összetételt.

Az egyes édesvízi mészkő előfordulások genetikája sokszor már a terepi bejárások során, a morfológiai és üledékköltési bélyegek alapján is meghatározható volt. A Gellért-hegy Számadó úti és Ifjúsági-parkbéli előfordulások például forráskúpos eredetűek (13. tábla), míg a Vár-hegyi, Budakalászi, Üröm-hegyi, Felső-hegyi édesvízi mészkövek tavi környezetben képződtek. Ezeknek a mészköveknek a részletes terepi szedimentológiai vizsgálatával sikerült olyan markerhorizontokat beazonosítani, amelyek a különböző feltárásokban is jelen vannak, és egyértelműen a klíma változását rögzítik (pl. Felső-hegy, 41. tábla).

Sok helyen viszont csak törmelékes formában maradt fenn az édesvízi mészkő, így a genetikára mindössze a vékonycsiszolatos vizsgálatok, és a geokémiai elemzések segítségével tudtam következtetni. A vékonycsiszolatokból sokszor meghatározható az üledékképződés módja és környezete is. Például a számos esetben megfigyelhető Characea termések metszetei (5-9. ábra) egyértelműen sekély vízi tavi környezetre utalnak. Ilyen környezeteket sikerült megfigyelni a Budai-hegységben többek között az Üröm-hegyi, Arany-hegyi és a Budakalászi előfordulásoknál is, míg az onkoidos-oolitos formák (pl. Lepke-köz, 5-8. ábra) elsősorban a forráskilépési pontok közvetlen környezetére jellemzőek. A növényi száruk gyakorivá válása partközeli, mocsaras, elsekélyesedő tóra utal, a tömött mikritis szövet, elszórt csigamaradványokkal pedig tavi, nyíltvízi környezetet jelez.

A nagyobb méretű növényi szár maradványok szabad szemmel is jól láthatóak és fitohermás édesvízi mészkövet alkotnak (pl. Tata, Öreg-tó Kelet). Az említett jellegzetes szövettípusok vertikálisan egymással változó rétegsorok üledékképződési környezetét reprezentálhatják, így akár egy tó fejlődése is nyomon követhető, ami szoros kapcsolatban áll a klíma változásával. Az édesvízi mészkőszelvényt tagoló paleotalajok (Dunaalmás-Római-kőfejtő, 73. tábla, a, b) például a mészkőképződés szünetére, tehát a csapadék hiányára utalnak. A paleotalajokon kívül homokos-mészhomokos rétegeket is sikerült leírni (pl. Les-hegy, 80. tábla). A fenti sorokból is látható, hogy a szedimentológiai vizsgálatok kulcsfontosságúak az édesvízi mészkövek képződési környezetének rekonstruálásakor, és a geokémiai- és korvizsgálatokkal kiegészítve sok esetben az egyes üledékképződési környezetek újraértelmezése

vagy a korábbi irodalmak által alkotott kép megerősítése is lehetővé vált velük. A következő rövid összefoglalóban áttekinthető, hogy az új vizsgálati eredmények hogyan módosították, illetve erősítették meg a két hegység édesvízi mészköveinek képződéséről korábban alkotott képet. Az előfordulások nagy száma, és a rendelkezésre álló hely hiányának következtében csak a legfontosabb, üledékképződési környezetre és képződési kora vonatkozó adatokat hasonlítottam össze. Az előfordulások részletes szedimentológiai-stabilizotópeokémiai feldolgozása nem célja a dolgozatnak. A feltárások terepi képeit és a mintavételezési pontokat tartalmazó táblák a dolgozat DVD mellékletén találhatóak.

VI. 2.1. Budai-hegység

VI. 2.1.1. Pleisztocénnél idősebb édesvízi mészkövek a Budai-hegységből

A Budai-hegységi pannon édesvízi mészkövek a települési magasságuk (400-500 m tszf), megjelenésük, a szöveti vizsgálatok, és a stabilizotópos összetétel alapján is elkülönültek a pleisztocén mészkövektől. A pannon korúnak tartott előfordulások mészköveinek (pl. Hármaskút-tető) ellenőrző U/Th vizsgálata (5-14. táblázat) alapján kijelenthető, hogy a képződmények kora meghaladja a módszer mérési határát (>600 ky). Néhány pannon édesvízi mészkő előforduláson (Svájci út, KFKI, Csillagvizsgáló, Széchenyi-hegy) már Szöör *et al.* (1992) is végzett stabil szén- és oxigénizotópos elemzést. Jelen dolgozat keretei között 17 db pannon előfordulás részletes stabilizotópos vizsgálata történt meg, ami alapján a Budai-hegységi pannon és pleisztocén édesvízi mészkövek tisztán elkülönülnek egymástól. A pannon édesvízi mészkövek $\delta^{18}\text{O}$ értékei jóval nagyobbak ($+19,2\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +27,8\text{‰}$), a szénizotópos értékei ($-7,6\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < 3,2\text{‰}$) pedig alacsonyabbak a Budai-hegység pleisztocén édesvízi mészköveinél (5-5. táblázat). Ez az eltérés nem meglepő, ugyanis a budai-hegységi pannon és pleisztocén édesvízi mészkövek genetikája, a vizek eredete és a klíma is eltért egymástól a felső-pannon és a pleisztocén során. A felső-pannon mészkövek csak a csendes, tengerrel időszakosan érintkező lagunákban képződhettek (Müller és Magyar 2008), míg a pleisztocén édesvízi mészkövek többnyire langyos és meleg termálforrások által táplált tavakban, esetenként forráskúpos, vagy völgyoldali kifejlődésben jelentek meg. Míg a pleisztocén termálforrások hőmérséklete a recens analógiák és a stabilizotópos összetétel alapján esetenként a 40 °C -t is elérhette, addig a pannon-tó vizének hőmérséklete ennél alacsonyabb lehetett. Erre utalhatnak a felső-pannon édesvízi mészkövek pleisztocénhez képest nagyobb $\delta^{18}\text{O}$ értékei. Kretzoi (1980) szerint ugyanakkor a pannon mészkőképződés meleg-száraz éghajlati adottságokat jelez, ami a pannon mészköveket lerakó víz hőmérsékletére, párolgására is befolyással lehetett.

VI. 2.1.2. Pleisztocén édesvízi mészkövek a Budai-hegységből

Német-völgyhöz kapcsolódó édesvízi mészkövek

A **Gellért-hegy, Ifjúsági Park** (220-215 m tszf, 13. tábla) édesvízi mészkövét Papp (1942) még egy pliocén melegvízi tó üledékének tartotta, és Scheuer és Schweitzer (1988c) szintén tavi eredetűnek írta le. Jánossy (in Scheuer és Schweitzer 1988c) a Felszabadulási emlékmű mészkövéből alsó-pleisztocén jellegű faunát írt le, ami alapján a mészkő korát Scheuer *et al.* (1993) az alsó-pleisztocénre tette. Ezzel szemben az Ifjúsági Park édesvízi mészkövének U/Th módszerrel mért, dolgozatban közölt kora **253±43 ky**-nek adódott, a szedimentológiai vizsgálatok pedig arra engednek következtetni, hogy az Ifjúsági Park mészköve egy egykori forráskúp (esetleg forráshát) maradványa.

A **Gellért-hegy, Számadó u. 7. sz.** (195 m tszf, 14. tábla) korát korábban szintén az alsó-pleisztocénre tették, és tetarátás kifejlődésének írták le. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **183±49 ky**. A terepi szedimentológiai vizsgálatok szerint feltehetően az egykori forrásfeltérési centrum (maga a forráskúp) őrződhetett meg és preparálódhatott ki.

Az Ördög-árok völgyéhez kapcsolódó édesvízi mészkövek

A **máriaremetei** édesvízi mészkő (280 m tszf, 17. tábla) korát a települési magassága alapján Scheuer és Schweitzer (1988c) felső-pliocénnek, Szőör *et al.* (1992) és Scheuer *et al.* (1993) pedig alsó-pleisztocénnek írta le. Ezzel szemben a mészkő U/Th módszerrel mért, dolgozatban közölt kora **402±18 ky**, ami azt jelenti, hogy a területen a korábban feltételezettnél jóval később indult be a forrásműködés. Az üledékképződési környezet nyílt vízü tó lehetett.

A Hűvösvölgy, **Nyéki úti** előfordulást (240 m tszf, 18. tábla) Schréter (1953) pleisztocén korúnak tartotta, Scheuer és Schweitzer (1988c) pedig a rétegzettsége alapján tetarátás mészkőnek írta le. A mészkő U/Th módszerrel mért kora (**199±22 ky**) alapján a középső-pleisztocén fiatalabb szakaszába tehető, és a mikrofaciás vizsgálatok alapján tavi eredetű.

A Hűvösvölgy, **Kondor úti** előfordulást (200-210 m tszf, 19. tábla) korábban alsó-pleisztocénnek tartották, és Scheuer és Schweitzer (1988c) 6-7 tetarátá lépcsőt elkülönítve a lejtői-völgyoldali kifejlődési típusba sorolta mészkövet. Méréseim alapján a mészkő U/Th kora **264±144 ky** (középső-pleisztocén). A mikrofaciás vizsgálataim alapján a mészkő nyílt vízi tavi környezetben képződhetett, bár a völgyoldali kifejlődés sem zárható ki.

A rózsadombi előfordulások közül a **Törökvérszi úti** előfordulás (257 m tszf, 20. tábla) korát Szőör *et al.* (1992) és Scheuer *et al.* (1993) az alsó-pleisztocénre teszi. Scheuer és Schweitzer (1988c) az édesvízi mészkövet a tetarátás, völgyoldali típusba sorolta. Az üledékképződés környezete vizsgálataim alapján nyíltvízi tavi, esetleg völgyoldali lehetett. A **Törökvérszi-lejtő** (249 m tszf, 21. tábla) édesvízi mészkőblokkjának korát Schréter (1953) felső-pliocénként említi. Mivel a mészkő U/Th módszerrel történő többszöri mérése sem vezetett

eredményre, ezért elképzelhető, hogy idősebb a módszer felső határánál (>600 ky). A morfológiája alapján az előfordulás egy forráskúp maradványa lehet.

A **Lepke-köz** (183 m tszf, 22. tábla) édesvízi mészkövet Scheuer és Schweitzer (1988c) tavi kifejlődésűnek írta le. A mikrofaciális vizsgálatok alapján leírt pizoidos-onkoidos kifejlődés a víz mozgatottságára, és esetleges bakteriális tevékenység hatására utal, ezért nem zárható ki, hogy az előfordulásban az egykori forrásfeltörési centrum környéke őrződött meg.

A **Detrekő utca** (227 m tszf, 23. tábla) édesvízi mészkövet Schréter (1953) felső-pleiocén korúnak tartotta, míg Szőőr *et al.* (1992) munkájában az előfordulás alsó-pleisztocénként szerepelt. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a mészkő völgyoldali kifejlődésű. A mészkő U/Th módszerrel történő többszöri mérése sem vezetett eredményre, ezért elképzelhető, hogy idősebb a módszer mérési határánál (>600 ky). A dolgozat keretei között elvégzett mikrofaciális vizsgálatok sekélyvízi tavi környezetre utalnak. A **Fillér utca** (224 m tszf, 24. tábla) mészköve csak törmelékként volt nyomozható a Detrekő utca közelében.

A Rózsadombon található **Barsi úti** (174 m tszf, 25. tábla) előfordulást a korábbi irodalmak nem tárgyalták. Méréseim alapján a mészkő U/Th kora **356±24 ky**. A jelenlegi feltártási viszonyok között az üledékképződési környezet nem rekonstruálható, de a területre jellemző forráskúpos képződés valószínűsíthető.

A **Bimbó utca** édesvízi mészkövéből (193 m tszf, 27. tábla) korábban nem készült sem mikrofaciális leírás, sem kormeghatározás. A mészkő U/Th kora **367±122 ky-nek** adódott, de az előfordulás törmelékes jellege miatt az üledékképződési környezet nem határozható meg pontosan. A mészkő megjelenése alapján a tavi eredet valószínűsíthető.

A **Szemlő-hegyi** édesvízi mészkő (234 m tszf, 28. tábla) kora Schréter (1953) szerint felső-pleiocén, Scheuer *et al.* (1993) szerint alsó-pleisztocén. A szedimentológiai vizsgálatok alapján az előfordulás feltehetően egy egykori forráskúp maradványa.

A **Szőlészeti Kutatóintézet** édesvízi mészkövéből korábban nem készült mikrofaciális leírás, sem kormeghatározás. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora a többi, mérhető korú rózsadombi előfordulásokhoz hasonlóan **346±79 ky-nek** adódott. A törmelékes minták mikrofaciális vizsgálataiból változatos kifejlődési típusra következtethetünk, de az üledékképződés környezete nem határozható be pontosan.

A **Buda Várhegy** (150-160 m tszf, 30. tábla, a, b) édesvízi mészkövének szedimentológiájával és kormeghatározásával számos szerző foglalkozott. A tIV. teraszra települő mészkövből Mottl (1942) és Jánossy (1979) a középső-pleisztocén fiatalabb (Tarkői-Vértesszőlősi fázis) szakaszára jellemző faunát határozott meg. Jánossy (1979) a Fortuna utcai és a Hilton szálló (31. tábla) alatti faunát egyaránt interglaciális jellegűnek írta le, Krolopp *et al.* (1976) a vár területén a Riss-Würm interglaciálisra jellemző molluszkákat gyűjtött, míg a Vár nyugati falának édesvízi mészkövéből Skoflek szintén interglaciálisra utaló (Riss/Würm) faunát határozott meg (Scheuer Gyula szóbeli közlése). Scheuer és Schweitzer (1984c) és Henning *et al.* (1983a) alapján a Budai-Várhegyen, az Ördög-árok tIV. teraszán települő mészkő U/Th kora **358±60 ky**, az Ördög-árok III. sz. teraszára települő mészkőé pedig

160±38 ky. Szőőr *et al.* (1992) szerint a Budai Vár-hegy, Halászbástya előfordulása középső-pleisztocén, a Királyi-palotái pedig felső-pleisztocén korú. Lantos (2004) paleomágneses vizsgálatai és Korpás (2003a) szerint a Vár-hegyi édesvízi mészkő mintegy 1-0,5 millió éve keletkezett és tavi eredetű. A korábbi korvizsgálatok eredményeit az U/Th sorozatos méréseim (**424±111 ky** és **344±111 ky**) megerősítették. A Vár-hegyi és a Hilton-szálló alatti mészkövek mikrofácies vizsgálatai alátámasztották az édesvízi mészkő korábbi vizsgálatok alapján megállapított tavi eredetét.

A **Nap-hegyi** édesvízi mészkövet (145-150 m tszf, 32. tábla) (Schréter (1953) ó-pleisztocén korúnak írta le. Az mészkő U/Th módszerrel történő többszöri mérése sem vezetett eredményre, a kőzet szennyezettsége miatt. A törmelékes mintákból az üledékképződés környezete nem rekonstruálható.

A Solymári-völgyhöz kapcsolódó édesvízi mészkövek

A Solymári-völgyhöz kapcsolódó édesvízi mészkövek (Üröm-hegy, Arany-hegy, Csúcsos-hegy; 150-195 m tszf) sekély tavi eredetűek. Az **Üröm-hegyi** előfordulás korát Scheuer és Schweitzer (1988c) az alsó-pleisztocén felső szakaszára, a Templom-hegyi fázisra tette. Az előfordulás gerinces faunáját Jánossy (1979) határozta meg. A faunavizsgálatok (pl. Krolopp 1961) alapján az alsó rétegek meleg, száraz klímán, 24-26 °C-os nyílt tóban rakódtak le, míg a felső rétegben a meleg, nedves klíma fajtái a jellemzőek és a mocsaras, sekélyvízű tó hőmérséklete 17-20 °C-os lehetett (Scheuer és Schweitzer 1988c). U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **398±43 ky**, illetve **376± 163 ky**, tehát a korábban feltételezettekénél jóval fiatalabb. A mikrofácies vizsgálatok megerősítették a Scheuer és Schweitzer (1974a) által leírt tavi-mocsári eredetet.

Az **Arany-hegy** édesvízi mészkövének koráról nem álltak rendelkezésre irodalmi adatok, és a minták törmelékes volta miatt nem készült U/Th mérés belőlük. A mikrofácies vizsgálatok megerősítették a korábbi tanulmányok (Scheuer és Schweitzer 1988c, Scheuer 2006) által leírt sekélyvízi, tavi eredetet.

A Dera-patak völgyéhez kapcsolódó előfordulások

Vizsgálataim alapján a Solymári-völgy és a Dera-patak völgye közti területen, valamint a Dera-patak völgyétől É-ra található édesvízi mészkő összeletek (pl. Budakalász, Kálvária-tető, Majdán-fennsík, Felső-hegy, Ezüst-hegy, stb) túlnyomórészt szintén tavi üledékképződési környezetben keletkeztek. A **budakalászi kőfejtő** (230 m tszf, 36. tábla) mészkövének szedimentológiájával és kormeghatározásával számos szerző foglalkozott. Krolopp (2004) malakozstratigráfiai tagolásában a budakalászi és az Üröm-hegyi édesvízi mészkövet egyaránt a Günz-Mindel interglaciális idejére, az alsó-pleisztocénre tette. Szőőr *et al.* (1992) és Scheuer (2008) szintén alsó-pleisztocénként hivatkozik a mészkőre. Lantos (2004)

magnetosstratigráfiai vizsgálatai alapján a budakalászi mészkő képződése 1,2-0,5 millió év között történt. Korpás (2003) szerint az üledékképződés 1,1 millió éve indult szavanna környezetben, és 493 ky körül, kontinentális hideg klíma idején szűnhetett meg végleg.

A budakalászi-kőfejtő 20 méter vastagságú összletének legalsó és legfelső rétegeiből gyűjtött minták korának meghatározásával lehetőség nyílt a mészkőképződés időbeli hosszúságát, és ezáltal az üledékképződési sebességet vizsgálni. A kormeghatározásra szánt mintákat egy általam már korábban felvett, stabilizotópos elemzésekhez mintázott szelvény bázisáról, és a felső részét lezáró szakaszból gyűjtöttem be (Kele 2003, Kele *et al.* 2003). A szelvény korának U/Th sorozatos kormeghatározása meglepő eredménnyel szolgált: a 2. szelvény mintegy 20 méter vastag édesvízi mészkőösszlete **570±97 ky** és **274±34 ky** között, gyakorlatilag teljes egészében a középső-pleisztocén során képződött. A mészkő képződése tehát a korábbi irodalmak feltételezéseivel szemben jóval később, a Günz/Mindel interglaciálisban kezdődött és a Mindel glaciálisban, valamint a Mindel/Riss interglaciálisban keresztül folytatódott egészen a Riss glaciálisig, ahol a források beszüntették tevékenységüket. Mindez annyit jelent, hogy a 15-20 m vastag előfordulás mintegy 300 ky alatt képződött, ami folyamatos üledékképződést feltételezve 0,07 mm/év minimális üledékképződési sebességnek felel meg. Mivel azonban az üledékképződést mészkőképződési szünetek szakították meg, így az üledékképződés sebessége a megadott értéknél nagyobb lehetett.

Scheuer és Schweitzer (1988c) és Korpás (2003a) szerint tavi, míg Kele (2003) szerint terasz tavakkal jellemezhető lejtői típusú az édesvízi mészkő, amire a rétegek csomagos elhelyezkedésén és a keresztrétegzésen kívül a helyenként előforduló tetarata elemek is utalnak. Krolopp (2004) szerint a Monalóvác-hegyi édesvízi mészkő a mainál melegebb klímán keletkezhetett, 25-27 °C hőmérsékletű vízből. Kele (2003) a mészkő stabil oxigénizotópos összetételből és a közelben előforduló recens források vízének oxigénizotópos összetételéből a budakalászi édesvízi mészkő kiválási hőmérsékletét 23 °C-ra becsülte, míg Korpás (2003) szerint az egykori tavat tápláló víz hőmérséklete 20 °C lehetett. Az alsóbb rétegek meleg, szárazabb klímát jeleznek, míg a felsők nedves, hűvösebb éghajlatra utalnak (Scheuer és Schweitzer 1988c). A korábbi irodalmak (Kovács 1995, Kele 2003, Korpás 2003) leírták a budakalászi szelvények többosztatúságát, míg Scheuer *et al.* (1987) és Scheuer és Schweitzer (1988c) öt mészkőgenerációt is elkülönített az előforduláson belül. A későbbiekben hasznos lenne az egyes mészkőgenerációk korát külön-külön meghatározni, hogy pontosabb információkat kaphassunk a leállások idejéről, és a glaciálisokhoz-interglaciálisokhoz való viszonyáról.

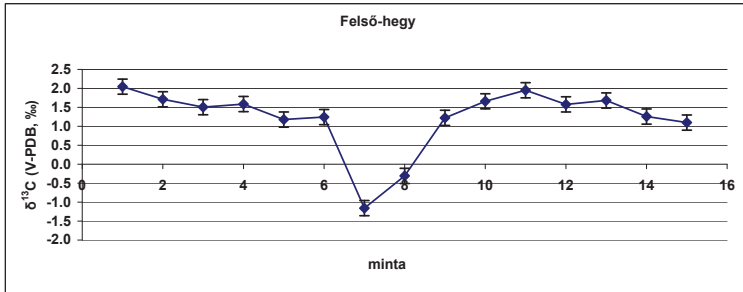
A Budakalász-Üröm út mellett található **Pusztá-hegy** (220-235 m tszf, 37. tábla) édesvízi mészkővének korát 1 millió és 500 ezer év közöttinek tartották (Scheuer Gyula szóbeli közlése). Schréter (1953) az előfordulást mészkőkúpként írta le, míg Scheuer (2004a) a mészkő vastagságát a kúpok alatt 8-10 m-re becsülte és szerinte a kúpokat két önálló, alulról feltörő forrás hozta létre (elfedett sasbérces típus). A pusztá-hegyi mészkő U/Th sorozatos kormeghatározása a mészkő szennyezettsége miatt többszöri próbálkozásra sem vezetett eredményre. A mészkő stabilizotópos összetétele ($\delta^{13}\text{C}$ (PDB)= 2,3 ‰ és $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)=

20,2 ‰) és tszf-i magassága alapján a budakalászi előfordulással rokonítható, ezért feltehetően a koruk is azonos. A feltárás morfológiája alapján a kúpos eredet lenne valószínű, de a mikrofaciás elemzések alapján a sekély tavi környezet sem kizárt.

A **Berdó-dűlő** (223 m tszf, 38. tábla) édesvízi mészköve a Puszt-hegy szomszédságában található. Az előfordulást Scheuer (2004a) a kifejlődése alapján a lapos forráskúpok közé sorolta. Az előfordulás törmelékes mintáiból nem készült U/Th sorozatos kormeghatározás, de az izotópos összetétel ($\delta^{13}\text{C}$ (PDB)= 1,8 ‰ és $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)= 17,9 ‰) alapján a Felső-hegyi előfordulással (lásd később) rokonítható. Mikrofaciás vizsgálatok alapján a mészkő egy sekélyvízű, termálforrások által táplált tó üledéke lehet.

A **Kálvária-tető felső** (205-225 m tszf, 39. tábla) édesvízi mészkövet Schréter (1953) lapos kúpnak határozta meg, míg Scheuer és Schweitzer (1974a) tavi-mocsári típusú édesvízi mészkőnek írta le, amelyben 20-30 cm-es laza mészsziprétégek települnek közbe. A későbbiekben Scheuer (1996b, 2004a) már szintén mészkőkúpként említi az előfordulást, a kúpokra jellemző mikro-tetarítás formákkal. Scheuer (2004a) alapján a mészkövet lerakó paleoforrás egy kiemelt helyzetű karbonátos sasbércből törhetett fel, a térség legjelentősebb kúpképző paleoforrásaként. Scheuer (1996b) szerint a mészkő kora alsó-pleisztocén, míg Schréter (1953) a gerinces maradványok és csigák alapján az „új-pleisztocén Würm időszakára” következtetett. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **207±40 ky**-nek, illetve **349±57 ky**-nek adódott, tehát az előfordulás, a budakalászi mészkőhöz hasonlóan a középső-pleisztocén idején képződhetett, legalább 150000 éven keresztül. Munkám során stabilizotóp-geokémiai módszerekkel próbáltam eldönteni, hogy a korábbi irodalmak által közölt forráskúpos elmélet megállja-e a helyét. Ehhez a kőfejtő különböző pontjairól gyűjtöttem be 30 db mintát, a feltételezett forráskúp lefedésére. A kőfejtő északi oldalán a mészkő szelvény szerint mintázható, ami kiváló alkalmat nyújt az üledékképződés időbeli változásának nyomon követésére. A feltárás részletes stabilizotópos elemzése (5-5. táblázat) azonban nem utalt a feltárás kúpos eredetére, mivel a forráskúpokra jellemző stabilizotópos trendek nem jelentek meg, és a feltételezett forráskitörési centrumot (a kifolyási ponttól távolabbi mintákhoz képest kisebb $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$) sem sikerült megtalálni sem a terepi megfigyelések során, sem stabilizotóp-geokémiai eszközökkel. A kálvária-tetői kőfejtő szelvénye rendkívül változatos és számos mészkőkifejlődési típus különíthető el benne. A mészkő szürkésfehér színű, kompakt, de a laza kifejlődésű, növénymaradványokat tartalmazó típus éppúgy képviselteti magát, mint a sárga színű mészhomokos, homokköves rétegek, amelyek például a Felső-hegyen is megtalálhatóak, és a mészkőképződés klimatikus okokból való szünetelését rögzítik.

Az **Ezüst-hegy** (186 m tszf, 40. tábla) édesvízi mészkövet Scheuer és Schweitzer (1974a) a Kálvária-tetői előforduláshoz hasonlóan a tavi-mocsári típusba sorolta. A későbbiekben Scheuer (2004a) 2 db lapos kúpot írt le a mészkővonulaton belül, amelyek képződését két különálló, elfedett sasbércből feltörő paleo-hévforrásnak tulajdonította. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **225±29 ky** és **276±106 ky**, tehát az Ezüst-hegy mészköve a



6.2-1. ábra: A Felső-hegyi előfordulás rétegsorának szénizotópos összetételében a paleotalaj betelepülés negatív irányú eltolódást okozott.

budakalászi és kálvária-tetői mészkőhöz hasonlóan a középső-pleisztocén idején keletkezett. Mikrofaciás vizsgálatok alapján a tavi eredet valószínűsíthető.

A **Felső-hegy** (219-233 m tszf, 41. tábla) édesvízi mészkővének kora Schréter (1953) szerint felső-pleiocén, vagy legalsó-pleisztocén. A mészkő Scheuer (2004a) szerint hévforrástavi genetikájú és a források egy elfedett sasbércből törhettek elő. A mészkőszelvény legfiatalabb mintájának U/Th módszerrel mért kora **380±44 ky**, ami alapján a teljes ősszlet keletkezése a középső-pleisztocénre tehető. A szelvény alja sekély tavi, partközeli üledékképződési környezetet jelez, amit a szelvényben felfelé többször ismétlődő vízszintcsökkenés és kiszáradás szakított meg. A szelvényben 2-3 m magasságnál (a réteghatáron) nagy változás állhatott be az édesvízi mészkő képződésében. A szelvény felső részének kemény, vastagpados mészkőve egyértelműen a tó újraeledését és a nyíltvízi tavi üledékképződési feltételek újbóli kialakulását jelzi. Egy 6-8 m vastag szelvény mentén 15 db mintát gyűjtöttem be (41. tábla, b), és a vertikális szelvény jól tükrözte a mészkő képződésében beálló változásokat. A két édesvízi mészkő generációt barnás-sárgás paleotalaj közbetelepülés szakítja meg, ami a stabilizotópos szelvény eredményein is tükröződött (**6.2.-1. ábra**). A hévforrás az első generációs mészkő felhalmozódását követően (feltehetően klimatikus okok miatt) kiapadhatott, majd később újraindult.

A pomázi **Majdán-fennsík** (180-185 m tszf, 42. tábla) édesvízi mészkőve Schréter (1953) szerint egy fenékforrások által táplált tóban képződött. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a források a közelben levő triász mészkörögökből fakadhattak, és egy hatalmas sekély vízü tavat táplálhattak. A forrásműködés beindulását Scheuer (2008b) a terület exhumálódásával hozza összefüggésbe, míg a források kiapadását a terület kiemelkedésével magyarázta. A jelenleg szelvény szerint nem, mindössze törmeléken formában mintázható mészkő mikrofaciás vizsgálata alapján az előfordulás mészkőve nyíltvízi tavi környezetben képződhetett. A mészkő U/Th vizsgálata (feltehetően a mészkő szennyezettsége miatt) nem vezetett eredményre, de az édesvízi mészkő települési magassága, kifejlődése, valamint a stabilizotópos összetétele alapján a Dera-patak völgyéhez kapcsolódó többi édesvízi mészkő előfordulással rokonítható, és képződése nagy valószínűséggel a középső-pleisztocén idején mehetett végbe.

A Duna völgyéhez kapcsolódó előfordulások

A Rózsadomb Duna felőli oldalán, az **Apostol u. 15-17. sz** ház kertjében található édesvízi mészkő (160 m tszf, 43. tábla) Scheuer és Schweitzer (1988c) leírása szerint tavi eredetű, és ezt a dolgozat keretei között végzett mikrofaciás vizsgálatok is alátámasztották. A mészkőből korábban koradatok nem álltak rendelkezésre, és a tengerszint feletti magassága alapján a 175 ky korú Kiscelli édesvízi mészkővel párhuzamosították (Pécsi 1973). U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **347±65 ky**, ami megfelel a rózsadombi Barsi út, Bimbó út és Szőlészeti Kutatóintézet előfordulások korának.

A **Kiscelli-fennsík** (140-145 m tszf, 44. tábla) édesvízi mészköve Schréter (1953) szerint az alsó-pleisztocén Mindel időszakában képződött, míg U/Th vizsgálatok (Pécsi 1973, Scheuer és Schweitzer 1988c) alapján a mészkő kora 175 ky-nek adódott és az Oldenburgium solymári szakaszára tehető. Krolopp (1961) az előfordulásból előkerült molluskákat vizsgálva arra a következtetésre jutott, hogy a legelső faunaegyüttes hideg-hűvös, a középső meleg-száraz, a felső pedig hideg-száraz klímára utaló csigákat tartalmaz. A kiscelli édesvízi mészkövet Szabó (1858) és Koch (1899) egyaránt tavi üledéknek írta le, Schréter (1953) forrásfeltörési csatornákat figyelt meg, Kriván Pál pedig a korábbi megállapításoktól eltérően nem tavi, hanem mésztufagátás szerkezetűnek írta le az édesvízi mészkövet, amely szerinte kétgenerációs, és keletkezése a pleisztocén Mindel szakaszon belüli interstadiálisába tehető. Krolopp (2004) szerint a kiscelli édesvízi mészkő a középső-pleisztocénbe, a *Helicigona Vertesi* biozónába tartozik, és 20-25 °C hőmérsékletű vízből képződhetett. Scheuer (2007a,b) szerint a mészkövet lerakó források hőmérséklete a jelenlegi recens forrásokénál (Árpád-forrás, Római-fürdő) melegebb, mintegy 35-40 °C lehetett, és az egykori hévforrástól kiterjedése elérhette az 1200 m x 300 m nagyságot. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **189±133 ky**, ami megerősítette a Pécsi (1973) által közölt koradatok helyességét. A Kiscelli Múzeum melletti mintegy 4 m vastag rétegsor mikrofácies vizsgálata alapján az előfordulás egy elmoszarasodó tó üledékének tekinthető.

A **Farkastorki út** (154 m tszf, 45. tábla) édesvízi mészkövét Scheuer és Schweitzer (1988c) tavi eredetűnek írta le, amit mikrofácies vizsgálataim is igazoltak. A kőfejtőben a sekély tavi, tóparti környezetre és a nyíltvízi tavi környezetre utaló kőzettípusok egyaránt előkerültek a vertikális szelvényből, amiből a tó vízszíntingadozására lehet következtetni. A vertikális szelvény szerint egymással ellentétesen változó $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek a klíma változását tükrözték. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **238±39 ky**-, szénizotópos értéke pedig negatív, feltehetően a lokálisan nagyobb szervesanyag-tartalom oxidációjának köszönhetően. A **Labanc-köz** bizonytalan eredetű törmeléken mintái következtetések levonására nem voltak alkalmasak.

A **Bécsi út (Shell benzinkút)** (118 m tszf, 47. tábla) édesvízi mészkövét (és ezáltal a Duna II/b sz teraszszintjét) Pécsi (1973) U/Th módszerrel 60 ky-nek határozta meg. A többször megismételt U/Th sorozatos kormeghatározások viszont **245±21 ky** és **246±21 ky** kort eredményeztek, így feltételezhető, hogy a 238±39 ky korú közeli Farkastorki úti, tavi eredetű édesvízi mészkő lecsúszott blokkjával állunk szemben. Ez azt is jelenti, hogy a bécsi úti édesvízi mészkőelőfordulás nem használható fel a Duna II/b. teraszszintjének kormeghatározására.

VI. 2.2. Gerecse

VI. 2.2.1. Keleti-Gerecse

A Duna-völgyéhez kapcsolódó előfordulások

A **Muzsla-hegy** (330 m tszf, 51. tábla) édesvízi mészkövet Scheuer és Schweitzer (1981a, 1988c) a tavi mocsári típusba sorolta és korát a felső-pliocénre tette. Scheuer és Schweitzer (1979) szerint a Muzsla-hegy környékén nem ismertek a felszínen karsztvíz vezető karbonátos kőzetek, ezért az édesvízi mészkő „Római-fürdői típusú”, eltemetett sasbércből felszálló, laza terasz üledékeken keresztültörő forrásból képződhetett, és a Duna magas terasz-szintjére települt. A mészkő képződése eleinte tavi-mocsári környezetben történhetett, majd a Duna völgyének mélyülésével, az újabb teraszszintek kialakulásával tetarátás, lejtői-kifejlődésbe ment át (Scheuer és Schweitzer 1979). Az előfordulás mészkővéből a dolgozat keretei között nem történtek U/Th sorozatos mérések. A mikrofaciás vizsgálatok megerősítettek a korábbi képet, miszerint a mészkő tavi-mocsári környezetben képződhetett. Tetarátás kifejlődésre utaló nyomokat nem sikerült a terepen találni.

A mogyorósbányai **Kő-hegy** (285-298 m tszf, 52. tábla) előfordulásából Scheuer és Schweitzer (1988c) tavi-mocsári és tetarátás kifejlődést egyaránt leírtak. Scheuer és Schweitzer (1979) szerint a Kő-hegy mészkőve a Muzsla-hegyi előforduláshoz hasonlóan „Római-fürdői típusú” forrásból képződött, majd később az erózióbázis felett fakadó ún. „Tettyei-típusba” váltott át. Krolopp (in Scheuer és Schweitzer 1988c) és Krolopp 1995 az *Unio wetzleris* szintet azonosította be a köfejtő felső rétegeiben, és szerinte a mészkő a felső-pannoniai alemeletben képződhetett. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő idősebb a módszer mérési határánál (>600 ky), és a szedimentológiai vizsgálatok alapján egy nagy méretű tóból képződhetett. A Kő-hegy ÉNy-i és K-i oldalában található nagyobb méretű tömbök tetarátá lépcsők és a hegy tetejéről lecsúszott blokkok egyaránt lehetnek.

Az Öreg-árok völgyéhez kapcsolódó előfordulások

A **tokodi** édesvízi mészkövet (220-140 m tszf, 53. tábla) lerakó források működése Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a Würm végéig tartott. Jánossy (1969) az Öreg-árok II/b. teraszához igazodó, az utolsó glaciálisban képződött édesvízi mészkő tetarátá medencéjéből a Würm hideg-száraz időszakára, a Tokodi fázisra jellemző faunatársaságot határozott meg. A fosszilis talajban talált faszenek ¹⁴C vizsgálata emellett 36310 évet eredményezett (Geyh *et al.* 1969). Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a forrásműködés (és az édesvízi mészkő képződés) a Würm hideg-száraz időszakában szünetelt, a tetarátá-medencébe pedig löszös homok települt. Feltételezésük szerint a rétegsort záró fosszilis talajban megjelenő mézsiszap szint a középső-Würmi kedvező klimatikus adottságoknak köszönhetően képződ-

hetett, a középső-Würmben a Mende F. talajképződéssel egyidejűleg még erőteljesen képződött és a mészkő képződése csak a fiatalabb Würmben fejeződött be. A dolgozat keretei között elvégzett U/Th sorozatos kormeghatározások szerint viszont az édesvízi mészkő **385±50 ky** korú. A szedimentológiai vizsgálatok alapján valószínűsíthető a lejtői tetarítás kifejlődés, és kisebb tavacsák is előfordulhattak.

A tokodi előfordulás közelében található **Kiskő-Hegyeskő** édesvízi mészköve (200-220 m tszf, 54. tábla) mind kifejlődésében, mind stabilizotópos összetételében eltér a tokodi előfordulástól (5-6. táblázat). U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora **230±8 ky**, tehát a tokodi előfordulásnál fiatalabb. A mikrofácies vizsgálatok alapján a mészkő nyílt vízi vagy lejtői tavi környezetben képződhetett.

A Római-völgyhöz kapcsolódó előfordulások

A **szentkúti** előfordulást (192 m tszf, 55. tábla) Scheuer és Schweitzer (1988c) tavi-mocsári típusú mészkőnek írta le, amit mikrofácies vizsgálataim megerősítettek. Schréter (1953) az előfordulás mészkövének korát a felső-pliocénbe sorolja. A bizonytalan eredetű törmelékes mészkőből nem készült U/Th sorozatos kormeghatározás.

A Bajnai-patak völgyéhez kapcsolódó előfordulások

A **Juh-állási** édesvízi mészkövet (210-220 m tszf, 56. tábla) Scheuer (2000) szerint nagy vízhozamú alsó-pleisztocén források rakhatták le. Az előfordulást Scheuer és Schweitzer (1988) a platóhoz tartozó részekben a tavi-mocsári típusba sorolta, az Epöli-patak völgyének oldalában pedig lejtői típusú tetarítás édesvízi mészkövet azonosított. Schréter (1953) az előfordulást a felső-pliocénbe sorolta. A Juh-állás K-i részén is megfigyelhetőek édesvízi mészkőszintek mintegy 100-150 m szélességben, amelyek a középső-pleisztocéntól a középső-Würmig tartó időszakban képződhetek Scheuer és Schweitzer (1979) szerint. Az előfordulás kora U/Th módszerrel nem volt mérhető, így nem zárható ki a korábban Scheuer (2000) által feltételezett alsó-pleisztocén kor. Terepi megfigyeléseim és mikrofácies vizsgálatok alapján a mészkő tavi-partközeli környezetben képződhetett, míg az Epöli patak völgyében található blokkok csúszással kerülhettek jelenlegi helyzetükre.

A **Babál-hegyen** Scheuer és Schweitzer (1979, 1988c) tavi-mocsári és tetarítás típusú mészkövet írt le (57. tábla). Az előfordulás törmelékes kőzetéből nem készült U/Th sorozatos kormeghatározás, de a mikrofácies vizsgálatok megerősítik a mészkő tavi-mocsári eredetét. A **zsámbéki** (58. tábla) és az **óbarokki** (59. tábla) minták egyaránt bizonytalan eredetűek, ezért részletes vizsgálatok nem készültek belőlük.

VI. 2.2.2. Központi-Gerecse

Az **őreg-hegyeki** előfordulás (236-250 m tszf, 60. tábla) Scheuer és Schweitzer (1988c) és Scheuer (2000) szerint feltehetően egy sekélyvízű tóból képződött a pliocénben. A mésztufa legalsó szintjéből felső-pannóniai Dreissena fajokat említett Scheuer és Schweitzer (1988c), ami arra utalt, hogy az édesvízi mészkövekkel fedett geomorfológiai felszinek a felső-pannóniai emeletbe tartoznak. Schréter (1953) a mészkő felső-pliocén korát sugalló Dreissena fajokat nem találta. U/Th sorozatos kormeghatározásaim alapján a mészkő kora mindössze **391±53 ky**. Mikrofaciás vizsgálataim szerint a mészkő tavi képződmény lehet.

Az Őreg-hegyeki feltárástól K-ÉK-re eső **Réz-hegy** (228 m tszf, 61. tábla) édesvízi mészkövet Scheuer és Schweitzer (1988c) a lejtői tetarítás típusba sorolta. Az U/Th sorozatos méréseim alapján a réz-hegyi mészkő **466±83 ky** (középső-pleisztocén) korú. A mikrofaciás vizsgálatok alapján a mészkő az őreg-hegyeki előforduláshoz hasonlóan tavi eredetű.

Az **Alsóvadács, Csonkás-háti** előfordulás (amely 335 m tszf-i magasságával a legmagasabb vizsgált gerecei előfordulás, 62. tábla) korát felső-pannóniainak tartották, és a vegyes típusú édesvízi mészkövek közé sorolták, amelynek különböző szintjeit lejtői-tetarítás szakaszok kapcsolják össze (Scheuer és Schweitzer 1988c). Scheuer (2000) egy sekély mélységű tóban lerakódott hévforrástavi üledéknek határozta meg az összletet, és a DK-i részét nyíltvízi, az ÉNy-it sekélyvízi képződményként jellemezte. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő mindössze **436±74 ky** korú, tehát a képződése középső-pleisztocénben ment végbe. A terepi és mikrofaciás vizsgálatok során sekélytavi, nyíltvízi tavi és forráskúpos részeket is sikerült elkülöníteni, ami alapján az alsóvadácsi mészkő a vegyes-típusba sorolható, és nagy valószínűséggel egy forráskúpok által táplált, sekélyvízű tóban képződhetett.

A **Hajós-völgyben** található **Szágodó** (201 m tszf, 63. tábla) édesvízi mészkővének a kora, és az üledékképződési környezete sem volt ismert. A mészkő U/Th sorozatos kormeghatározása nem vezetett eredményre, feltehetően a mészkő szennyezettsége (vagy 600 ky-nél idősebb kora miatt). A mikrofaciás vizsgálatok alapján a mészkő lejtői-völgyoldali lehetett.

A szágodói előfordulással azonos völgyben található **Vékonycser** (240 m tszf, 64. tábla) tavi-mocsári típusú édesvízi mészkőve Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a felső-pliocén és alsó-pleisztocén intenzív forrástevékenység révén képződött, és az alacsonyabb szinteken található édesvízi mészkövek a Büdös-patak alsó-pleisztocén völgybevágódásával hozhatók kapcsolatba. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő kora mindössze **485±48 ky** (középső-pleisztocén). Mikrofaciás vizsgálataim megerősítették a mészkő tavi-mocsári eredetét, de nem zárható ki a tetarítás, vízesések jelenléte sem.

A Földtani háttér c. fejezetben már összefoglaltam a **süttöi** édesvízi mészkővel foglalkozó irodalmakat, amelyek a mészkő képződését többnyire a felső-pliocén-alsó-pleisztocénre tették és tetarítás, lejtői típusú képződményekkel összekapcsolt tőrendszernek rekonstruálták az üledékképződési környezetet (Kormos és Schréter 1916, Végh *et al.* 1971, Pécsi és Pevzner 1975, Scheuer és Schweitzer 1981a, Scheuer és Schweitzer 1988c, Scheuer 1999a,b, Bakacsi és Mindszenty 2004, Korpás 2003, Lantos 2004). Pécsi (1959, 1975) a Gerecse-hegységi édesvízi mészkő-előfordulásokat a Duna völgyének pliocén és negyedidőszaki domborzatfej-

lődésével hozta kapcsolatba. A süttői haraszti-hegyi előfordulás a tVII.sz. Duna teraszra települt, melynek korát az édesvízi mészkőben talált leletek alapján a felső-pliocén Csarnótanum felső részébe, a Cserhegyiumba helyezték. Sierralta *et al.* (közlésre beküldve) elemzéseivel viszont a korábbi adatoknál jóval fiatalabb kort (235-310 ky) eredményeztek a Süttő, Hegyháti-kőfejtő édesvízi mészkővére. U/Th sorozatos méréseim bebizonyították, hogy a süttői édesvízi mészkő a korábbi feltételezésekkel szemben, és Sierralta *et al.* (közlésre beküldve) eredményeinek megfelelően a középső-pleisztocénben, annak is a fiatalabb szakaszában keletkezett. Az Új-Haraszti-kőfejtő mészkőve (235 m tszf, 66. tábla) **296±22 ky**, a Diósvölgyi-kőfejtőé (67. tábla) **422±21 ky**, a Hegyháti-kőfejtőé (68. tábla) pedig **273±65 ky** korú. A mikrofaciás vizsgálatok alapján az Új-Haraszti kőfejtő mészkőve nyíltvízi tavi környezetben, a Diósvölgyi-kőfejtő mély- és sekély vízi, partközeli környezetben, a Hegyháti-kőfejtő mészkőve pedig egy változó mélységű, nyíltvízi tavi környezetben képződhetett.

VI. 2.2.3. Nyugati-Gerecse

Az **Öreg-hegy-Új-hegy** (261 m tszf, 69. tábla) édesvízi mészkővét Scheuer (1999a,b, 2002a) pliocén korú depressziós hévforrástavi üledéknek írja le, Scheuer és Schweitzer (1994) szerint az egykori hévforrástavat egy „Római-fürdői típusú”, fiatal üledékekkel fedett mészkő sasbércből kilépő fenékforrások táplálhatták. Scheuer és Schweitzer (1988c) ezen kívül lejtői tatarítás kifejlődést is említ. Scheuer és Schweitzer (1994) a fűrési rétegsorok mikrofaciás elemzése alapján négy tómeilyülési szakaszt mutatott ki a mészkő képződése során. U/Th sorozatos kormeghatározásaim nem vezettek eredményre, mivel a kőzet idősebb a módszer felső mérési határánál. A mikrofaciás vizsgálatok alapján az üledékképződési környezet egy nagy méretű tó mély, nyíltvízi része lehetett. A **Látó-hegy** (282 m tszf, 70. tábla) édesvízi mészkőve szintén tavi eredetű kőzet a mikrofaciás vizsgálatok alapján, míg a kora az Öreg-hegy-Új-hegyi mészkőhöz hasonlóan nem volt mérhető az U/Th módszerrel, tehát az előfordulás pliocén kora sem zárható ki.

A **Meleges-hegy** (282 m tszf, 71. tábla) édesvízi mészkőve Scheuer és Schweitzer (1988c) és Scheuer (2002a) szerint hévforrástavi eredetű, és a kvarter elején képződhetett. U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő idősebb a módszer felső mérési határánál.

A **Kőpíte** (256 m tszf, 72. tábla) édesvízi mészkővét lerakó források vize Scheuer és Schweitzer (1988c) feltételezése szerint felső-pannóniai üledékekkel körülhatárolt, delta üledékekkel fedett mezozoós karbonátos sasbércből származott, és Scheuer (2002a) alapján egy hatalmas méretű pliocén-alsó-pleisztocén depressziós hévforrástóban képződött. Pécsi *et al.* (1994) szerint a mészkő sok kisméretű forráskürtökből kiáramló vízből vált ki. Scheuer (1995b) a nyíltvízi és elmocsarasodó tavi kifejlődést is leírt a Kőpíten. Mikrofaciás vizsgálataim megerősítették a mészkő tavi eredetét, míg az előfordulás kora U/Th módszerrel nem volt mérhető, így nem zárható ki annak pliocén-alsó-pleisztocén kora.

Dunaalmás környékén az édesvízi mészkő több magassági szinten, a Duna IV.-VII.sz. teraszaira települve helyezkedik el. A mészkő korát a korábbi irodalmak az alsó-pleisztocénre tették, Császár (1997) pedig **Dunaalmási Travertínó Formáció**-nak írta le az édesvízi mészkövet. Az előfordulást keleten a Vöröskői-bánya, a Kőpítével határos legdélebbi részén a Nagy-hegyi Római-kőfejtő (4.-5. számú bánya), tőle északabbra a Vöröskői-egység nyugati oldalán található ún. 3. számú kőfejtő, míg a legészakabbi részen az Északi-egység 1.-2. számú kőfejtői (más néven Dunaalmás-alsó) tárják fel (5-10. ábra). Ezek az előfordulások tavi környezetben képződtek, de az egyes kőfejtők mészkővének kora között különbségek mutatkoznak.

A **Dunaalmás, Római-kőfejtő** (265-280 m tszf, 73. tábla) mészkőve Scheuer (1995a, 2002a) szerint az előfordulás „Római-fürdő típusú” depressziós hévforrásokban képződött, amelyet felszálló típusú fenékforrások tápláltak. Korpás (2003a) szerint a dunaalmási édesvízi mészkövet lerakó tó sziliciklasztos folyóvízi vagy delta környezetben alakult ki, és fejlődésében öt szakasz különíthető el. Paleomágneses mérések alapján az édesvízi mészkő mintegy 2-2,1 millió évvel ezelőtt képződhetett az alsó-pleisztocén során, mintegy 150000 év alatt (Korpás 2003a). Az előfordulás fosszilis talajából Jánossy (1979) alsó-pleisztocén (kislángi, kb. 2-1,4 millió év) gerinces fauna-együttest határozott meg, míg Márton és Pevzner (in Pécsi *et al.* 1994) paleomágneses mérése szerint a vörös paleotalajos szint kora mintegy 1,4-1,7 millió év. A mészkő korát Pécsi *et al.* (1982) szintén a legalsó-pleisztocénre tette. U/Th sorozatos kor meghatározásaim a kőfejtőben nem vezettek eredményre, tehát a mészkő a korábbi vizsgálatok eredményeivel egyezően 600 ky-nél idősebb lehet. A klímaváltozás hatással lehetett az egykori tó fejlődésére is, ami a mészkő kifejlődésében nyomon követhető: a rétegsor kemény, tömött, vastagpados, nyíltvízi tavi mészkővel kezdődik, amire a tó elsekélyesedését jelző mészszipos rétegek települnek, majd a tó kiszáradására utaló rétegek következnek.

A Római-kőfejtőtől északra található a **Vöröskői-bánya** (240-210 m tszf, 74. tábla) amelyet Scheuer és Schweitzer (1986b), Scheuer (1995a) a vegyes típusú mészkő előfordulások közé sorolt. U/Th sorozatos méréseim alapján a Vöröskői-bánya mészkővének kora **223±29 ky**, ami ellentmond a Pécsi *et al.* (1994) által meghatározott V. terasz alsó-pleisztocén korának. A kőfejtő által feltárt alsó-mészkőpadok nyíltvízi tavi kifejlődésről árulkodnak, ami a szelvényben felfelé haladva mészszipos kifejlődésbe megy át, és az összlet felső részein vízesés és tetarítás kifejlődés is előfordul. A szelvényben a mészkő és a mészhomokkő-homokkő váltakozása egyértelműen a klímaváltozással áll kapcsolatban, hasonlóan a Dunaalmás-alsó (lásd a későbbiekben) és a Les-hegyi előfordulásokhoz.

A legészakibb dunaalmási édesvízi mészkő előfordulást a **Dunaalmás-alsó** kőfejtő (191 m tszf, 75. tábla) tárja fel, amely Scheuer és Schweitzer (1988c) alapján a Duna V.sz. alsó-pleisztocén kori kavicsos teraszára települ, és a lejtői tetarítás típusba sorolható (Scheuer 2002a). Jánossy (1979) szerint a terasz és a rátelepülő mészkő kora a gerinces fauna szerint alsó-pleisztocén, és Krolopp (2004) az előfordulást szintén az alsó-pleisztocénbe (*Gastrocopta serotina* szubzóna) sorolta. U/Th sorozatos méréseim alapján a kőfejtő legfiatalabb mintája

214±30 ky korú, míg a 25 m-es rétegsor legalsó, legidősebb mintái idősebbek a módszer mérési határánál (alsó-pleisztocén?). A tavi eredetű rétegsorok közé három szintben települő pados homok, homokkő rétegek jelzik, hogy a nyíltvízi tavi édesvízi mészkő képződése három alkalommal szakadt meg. Hasonló kifejlődésű homokos rétegek fordulnak elő a szomódi Les-hegynél is, ami alapján a rétegek párhuzamosíthatóak (U/Th elemzéseim alapján, a korábbi vizsgálatokkal ellentétben a Les-hegyi előfordulás a Dunaalmás-alsó előfordulással azonos korú). A Dunaalmás-alsó kőfejtő mintáinak részletes szedimentológiai és geokémiai elemzését a dolgozat hely hiányában nem tartalmazza, de a későbbiekben javasolt az előfordulás részletes elemzése.

Almásneszmélynél a Duna teraszos völgyoldalán található **Dunaalmás-malom** feltárás (113 m tszf, 76. tábla), amelynek tömbjei a mikrofácies vizsgálatok alapján nyílt- és sekélyvízi tavi kifejlődésűek. Az allochton tömbökből U/Th mérés nem készült. A malomtól mintegy 100-200 m-re található **Csokonai-forrás** holocén mészköve csak fúrásokból ismert, és Scheuer (2002a) szerint egy depressziós hévforrástóban képződött. Jelenleg szerény mértékű mészkiválás van a forrás körül.

A Köpítétől DNY-ra található **Csúcsos-hegy** (215-230 m tszf, 78. tábla) édesvízi mészköve Scheuer (1997, 2002a) szerint egy alsó-pleisztocén, közepes nagyságú, sekélyvízű eróziós hévforrástó üledéke. Mikrofácies vizsgálataim alapján a mészkő nyílt vízi, sekély tavi környezetben keletkezett. A mészkőből U/Th kormeghatározás nem készült.

A **Betelehami-előfordulás** (176 m tszf, 5-14. ábra, 79. tábla) édesvízi mészköve a Csúcsos-hegy közelében található és az V. sz. Duna-terasz gyengén cementált kavicsaira települt (Scheuer és Schweitzer 1988c). A mészkövet Scheuer és Schweitzer (1988c) önálló előfordulásként térképezte, és a tavi-mocsári típusba sorolta, míg Scheuer (1997) szerint a mészkövek a Csúcsos-hegyi édesvízi mészkő lecsúszott blokkjai lehetnek. A terepi megfigyeléseim és szedimentológiai vizsgálataim alapján a betelehami előfordulás mészköve nem lecsúszott blokkokból áll, hanem inkább lejtői típusú tetarítás kifejlődésű. A mészkőből U/Th kormeghatározás nem készült.

A szomódi **Les-hegy** mészkövének fektüjéből Kretzoi és Pécsi (1982), valamint Pécsi (1987) alsó-pleisztocén korú összecementált Duna kavicsot írt le. A mészkövet Scheuer és Schweitzer (1988c) alapvetően tavi-mocsári kifejlődésűnek határozta meg, de alacsonyabb szintekről tetarítás kifejlődést is leírt. Scheuer (1995b, 2002a) a mészkövet egy nagy méretű depressziós hévforrástó üledékének határozta meg, amely a vizét egy kiemelt helyzetű karszt-rögből kaphatta („Római-fürdő típusú” forrás lehetett). Scheuer (1995b) szerint a Les-hegyi hévforrástó (T7 travertínó szint) az alsó-pleisztocén (Alsóbihari) idején képződött a VI. sz. Duna terasz folyóvízi homokos kavicsán és a képződése során döntően a meleg csapadékos és a forró száraz éghajlat váltakozott. Schréter (1953) az édesvízi mészkő korát a felső-pliocénre tette, míg Scheuer (1999a,b) szerint a Les-hegyi édesvízi mészkő tükrözi az alsó-pleisztocénben végbement éghajlatváltozásokat. Korpás (2003a) szerint a termálforrások által táplált les-hegyi tó egy sziliciklasztos folyóvízi vagy delta rendszerben jött létre és hőmérsék-

lete elérhette az 50 °C-t. A Les-hegyi szelvényt Lantos (2004) a Matuyama kron Olduvai C2n anomáliájához illesztette, ami szerint az édesvízi mészkő képződése 2,1 millió évvel ezelőtt kezdődhetett és 1,7 millió éve szűnhetett meg véglegesen. A **Les-hegy-alsó** kőfejtőből (229 m tszf, 80., 81. tábla) 3 db szelvény (I/a, I/b, I/c) mentén begyűjtött 29 db minta stabilizotópos elemzése mellett 26 db vékonycsiszolat leírását végeztem el. A kőfejtőben a tömött, kompakt nyíltvízi tavi fácies, és a forrástevékenység szünetelésére utaló mészhomokos, homokkőves kifejlődés egyaránt előfordul. Korpás (2003a) 4 db forráskürtőt is leírt a Les-hegyen. Az I/b szelvény (80. tábla) valóban hévizes forrásfeltörési tevékenységre utaló gömbfülkéket tartalmaz, de az I/c szelvény Korpás (2003a) által leírt forráskürtő részletes stabilizotópos vizsgálata nem igazolta forráskürtő jelenlétét, mivel a szénizotópos értékek nem mutattak eltérést az átlagtól (5.4. táblázat, 5.6 táblázat). Az U/Th sorozatos méréseim (**272±73 ky**, **408±73 ky**, **376±55 ky**) alapján, a Les-hegy mészkőve a középső-pleisztocén során keletkezhetett. A mikrofácies és stabilizotópos vizsgálatok alapján a les-hegyi tó vízszintingadozása jól tükrözi a klíma változását, de a szelvények részletes feldolgozását a dolgozat hely hiányában nem tartalmazza. A Les-hegyi mészkő felső rétegsorában homok és homokkő betelepülések találhatóak, ami eltér a közeli (>600 ky) Köpíte-hegyi előfordulástól, ahol a homokos közbetelepülések nem jelentkeztek, és ez megerősíti a kormeghatározások helyességét.

A Szomódtól DK-re fekvő **Kender-hegy** (160 m tszf, 82. tábla) édesvízi mészkőve Scheuer (2002a) szerint egy közepes nagyságú, középső-pleisztocén eróziós hévforrástó üledékének tekinthető. Scheuer és Schweitzer (1988c) a vértesszőlősihez hasonló paleolit eszközöket is gyűjtött az előfordulásból, és korát a magassági helyzete alapján a vértesszőlősi paleolit teleppel párhuzamosította, és mintegy 300 ky-nek határozta meg. A mikrofácies vizsgálatok megerősítették a mészkő tavi-mocsári eredetét.

A **Mária Magdolna-major** (154 m tszf, 83. tábla) édesvízi mészkőve a Tata-folyó III. sz. teraszfelszínére települt (Scheuer és Schweitzer 1988c, Pécsi *et al.* 1988) és egy kis méretű eróziós hévforrástóból képződhetett a középső-pleisztocén idején (Scheuer és Schweitzer 1988c). Pécsi (1973) 190±45 ky U/Th koradatot közölt az előfordulásból. U/Th sorozatos méréseim **283±19 ky** kort eredményeztek, megerősítve az előfordulás középső-pleisztocén korát. A mikrofácies vizsgálatok alapján a mészkő a sekély tavi, mocsári típusba sorolható.

Vértesszőlős területén az Által-ér teraszaira három helyen települnek édesvízi mészkövek: a paleolit telepnél, a község északi részén, illetve a tatai út mellett, ami Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint 3-4 egymást követő forrástevékenység történhetett a területen. A **vértesszőlősi paleolit telep** (175-190 m tszf, 84. tábla) 8-10 m vastagságban települ az Által-ér IV.-V.sz teraszára. A mészkövet Scheuer (2002a) a lejtői tetarítás típusba sorolta. Korpás (2003a) üledékképződési környezetnek egy forráskürtők és kúpok által tagolt, növényzettel borított 1-3 m mély sekélyvízi és kiszáradó tavat jelölt meg, amely egy sziliciklasztos folyóvízi, vagy delta rendszerben alakult ki, és fejlődésében három nagy lakusztis szakaszt különített el. Osmond (in Pécsi 1973) szerint az V. teraszon települő édesvízi mészkő kora 350 ky az U/Th elemzések alapján. Pécsi (1973) Magyarországon a Duna és mellékfolyóinak IV. sz.

völgyi teraszait a Mindel glaciálisba, az V. sz. teraszokat pedig a Günz glaciálisba sorolta geomorfológiai és geológiai adatok alapján. Járai-Komlódi (1973) meleg-mérsékelt klímára utaló pollenflórát írt le, amely a Cromer (Günz) végén, vagy az Elster (Mindel) legidősebb interstadiálisában élt növényzet maradványa lehet. Korpás (2003a) ESR mérések alapján 303 ± 19 ky átlagos kort közölt, a paleomágneses adatai alapján viszont az édesvízi mészkő képződése mintegy 1,07 millió évvel ezelőtt kezdődött és 493 ezer éve fejeződött be, ami egyben az is jelentené, hogy a kultúrréteg mintegy 1 millió évvel ezelőtt képződött. Latham és Schwarz (1990) korábbi vizsgálatai alapján a vértesszőlői szelvény normál polarítású. Lantos (2004) szintén normál polarítású szelvényt említ a paleolit telep közeléből, amit két rövid reverz polarítású szakasz szakít meg. Cherdintsev és Kazachevski (1990), Hennig *et al.* (1983a) U/Th és ESR vizsgálatai viszont 250 ky és 475 ky közötti korokat eredményeztek. Mindezek következtében Lantos (2004) a normál polarítású intervallumot a Brunhes kron közepével korreláltatta. Dobosi (2003) szerint a régészeti leletek az édesvízi mészkőképződéssel jellemezhető interstadiális periódust követően lerakódott, száraz-hideg klímát jelző löszben találhatóak. Az előember egy interstadiális klíma optimumtól Mindel stadiális kezdeti szakaszáig élhetett itt (Dobosi 2003). Kretzoi és Vértés (1964, 1965), Járai-Komlódi (1973) és Pécsi (1973) szerint a vértesszőlői mészkő képződése túlnyomórészt a Günz-Mindel interglaciális idejére és részben a Mindel eljegesedés hűvösödő, de még nedves időszakára eshetett. Krolopp (2004) malakozstratigráfiai tagolásában a vértesszőlői faunát a középső-pleisztocén idejére, a 3. Helicigona vertesi biozónába sorolta, a Mindeltől a Riss végéig terjedő időintervallumban a víz hőmérsékletét pedig mintegy 20-25 °C-ra becsülte. A mikrofaciás vizsgálatok alapján a Paleolit-telep mészköve sekély vízü tóban, mésztufa gátak mögött kialakult kisebb tataráta medencékben képződhetett.

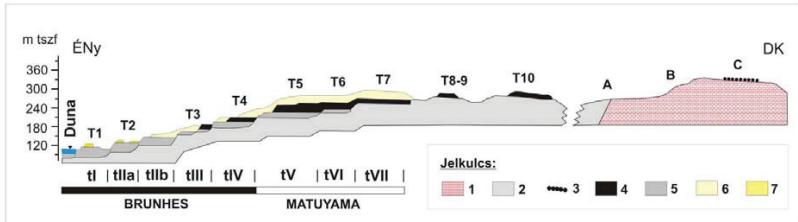
A **Vértesszőlős-középső** előfordulás (140-150 m tszf, 85. tábla) Scheuer (2002a) szerint egy erőzős hévforrástóból képződhetett az Által-ér kavicsos teraszanyagán. Kadič és Kretzoi (in Schréter 1953) egy homokos üregkitöltésből mediterrán jellegű faunát írt le, és korát Würm interstadiálisba tartozónak tartotta, míg Pécsi 240 ky U/Th kort közölt az előfordulásból. U/Th sorozatos méréseim **220±28 ky** kort eredményeztek, megerősítve a Pécsi által közölt kor helyességét. A tavi eredetű édesvízi mészkő nagy valószínűséggel folyóvízi (terasz?) kavicsokra rakódott le, amit a kőfejtő jól kerekített kavicsokból álló konglomerátum üledéke is bizonyít. A **Vértesszőlős-alsó** előfordulás (157 m tszf, 86. tábla) a Tatára vezető út jobb oldalán, a házak mögött található, tavi-mocsári kifejlődésű (Scheuer és Schweitzer 1988c, Scheuer 2002a) és Kretzoi (1990) szerint a Würm idején képződhetett. A mikrofaciás vizsgálatok alapján a mészkő a Vértesszőlős, Paleolit telep mészkövéhez hasonló.

Tata területén számos helyen található édesvízi mészkő, amelyek többsége az elmúlt 100-120 ky során képződött a radiometrikus kormeghatározások (pl. Schwarz és Skoflek 1982) szerint. A legismertebb az Eötvös Gimnázium alatti Porhanyó-bánya édesvízi mészköve, de szép képződmények találhatóak az Öreg-tó keleti partjánál (Feszty-barlang környéke), az Angol-kertben a Pokol-forrásnál és a Fényes-forrásoknál is. A tatai édesvízi mészkő

molluszka faunája alapján Krolopp (2004) 25 °C vízhőmérsékletre, a jelenleginél melegebb klímára következtetett, a mészkő képződését pedig a felső-pleisztocénre tette. Az Által-ér II./b teraszára települő édesvízi mészkövek tavi-mocsári és tetarátás típusúak, és a Nagy-tó ÉK-i részén, valamint attól ÉK-re, egészen a Cseke-tóig előfordulnak. Az itt települő rétegeket a Cseke-tó környékén fakadó Angol kerti-források építették fel. Osmond (in Pécsi 1973) a Tata-folyó II./b teraszán települt mintegy 8 m vastag édesvízi mészkőösszetleből 70 ky kort mért, és a mészkő képződését az utolsó interglaciális idejére helyezte. Pécsi (1973) szerint az édesvízi mészkő fektetésében a II./b terasz lerakódása az utolsó interglaciális idején, illetve a Riss folyamán is végbemehetett. Pécsi (1973) a geomorfológiai adatok és az U/Th vizsgálatok eredményei alapján a Duna és mellékfolyói második ármentes teraszának korát a Würm elejére, a Riss-Würm interglaciális és a Riss glaciális idejére tette. A Tata-Tóváros III.sz. teraszán települő 2 m vastag mésztufaréteg korát Pécsi (1973) 190 ezer évesnek írta le.

Az **Öreg-tó Keleti partján** (120 m, 87. tábla) található édesvízi mészkövek Scheuer (2002a) szerint lejtői tetarátás kifejlődésűek. A terepbejárások során az egykori forráskürtök nyomait is sikerült megtalálni. Az U/Th sorozatos méréseim alapján a mészkő **52±1,5 ky** korú, míg a mikrofácies vizsgálatok szerint nagy valószínűséggel tavi-mocsári eredetű, de a lejtői tetarátás képződési környezet sem zárható ki.

A tatai **Angol-kert** Pokol-forrásánál (88. tábla) a 70-es évekig, a források kiapadásáig volt aktív mésztufaképződés. A recens édesvízi mészkő stabilizotópos összetétele (5-6. táblázat) megegyezik az idősebb (~100 ky) tatai édesvízi mészkövekével (pl. Porhanyó-bánya), ami arra utalhat, hogy a víz eredete és/vagy hőmérséklete nem változott jelentősen a felső-pleisztocén során. Az Öreg-tó nyugati oldalán található **Porhanyó-bánya** (147 m tszf, 89. tábla) édesvízi mészkő előfordulása, amelyet Scheuer és Schweitzer (1986b) szerint a Kálvária-domb mezozoos képződményeiből fakadó források rakhattak le az Által-ér II./b. és II/a. teraszára, egymás fölötti tetarátá medencerendszerként. U/Th sorozatos, és egyéb (ESR, ¹⁴C) mérések, valamint régészeti és paleontológiai adatok alapján a mészkő kora mintegy ~100-120 ky-re, az utolsó (Riss/Würm) interglaciális idejére tehető. Hennig *et al.* (1983a) 101±10 ky és 98±8 ky korokat, míg Schwarcz (1980) 120±6 ky kort határozott a mészkőből. Lantos (2004) a Brunhes kron fiatalabb szakaszát jelölte meg a mészkőképződés korának. A szedimentológiai vizsgálatok alapján a mészkő egy sekély vízi tóban képződhetett, amit a fenéken feltörő termálforrások táplálhattak (Kele *et al.* 2006). Az egykori tó fejlődése során egy fokozatosan hűlő klímát figyelhetünk meg. Az üledékképződés kezdetén nedves, csapadékos mediterrán klíma lehetett a jellemző, míg a mészkőképződés befejeződése hideg, száraz, kontinentális klímaviszonyok között mehetett végbe. Három fő tavi üledékképződési fázis különíthető el a tó fejlődésében. Az elsőt szárazság, majd árvíz szakította félbe, amit fluvio-eolikus üledékek képződése, majd legvégül eolikus üledékek lerakódása követett (Kele *et al.* 2006, Ruzkiczay-Rüdiger és Bradák 2005). A kőfejtőn belül a $\delta^{18}\text{O}$ értékek alapján az egykori forráskürtök és vizesékek jól elkülönülnek az édesvízi mészkő fő tömegét adó karbonáttól, míg a $\delta^{13}\text{C}$ értékekben nem mutatkozik hasonló nagyságú eltérés (Kele *et al.* 2006).



6.3-1. ábra: Geomorfológiai szintek vázlatos rajza a Nyugati-Gerecsében Almásneszmély és Dunaszentmiklós szelvényében (Pécsi *et al.* 1982 és Ruzsiczay-Rüdiger 2007 alapján módosítva) 1. Triász mészkő, 2. felső-miocén (pannóniai) homok és agyag, 3. oligocén-miocén szárazföldi kavics, 4. édesvízi mészkő (felső-miocén-kvarter), 5. kvarter alluviális homok és kavics, 6. lösz és lejtőüledék, 7. Eolikus homok; A - felső-pliocén hegyláb felszín maradvány, B - késő- miocén (felső-pannon abráziós színlő), C - harmadidőszak előtti, harmadidőszaki planációs szint, miocén teraszos kavicsoszlányokkal.

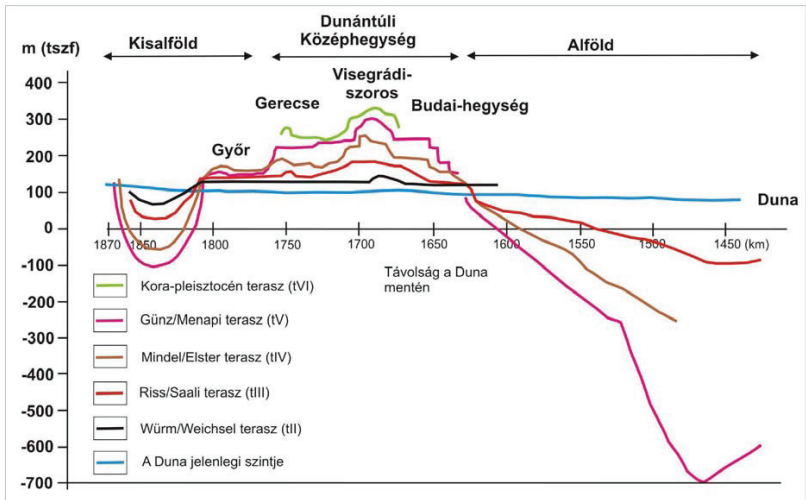
VI. 3. A teraszrendszer áttekintése az új U/Th koradatok ismeretében

VI. 3.1. A teraszrendszer kialakulása és irodalma

A Gerecse és a Budai-hegység mezozóos és vékony kainozóos karbonátos kőzetekből és törmelékes fedőegységekből áll. A Duna teraszait és az idősebb geomorfológiai szinteket gyakran édesvízi mészkő fedi, amely a teraszokat borító folyóvízi üledékekre, esetenként az idősebb rétegekre települ (6.3-1. ábra). Az édesvízi mészkővel nem védett heglábfelszínek, mivel főként leginkább laza üledéken képződtek, gyorsan lerombolódtak a Budai-hegység völgyrendszerének fejlődése során (Scheuer és Schweitzer 1988c). A magasabb helyzetű folyóvízi teraszok legtöbbször szintén lepusztult és csak néhány édesvízi mészkővel borított mellékpartak terasz maradt meg az idősebbek közül (pl. Budai Vár-hegy, Kiscelli-fennsík, Üröm-hegy, Budakalász).

A múlt század elejétől történtek próbálkozások az egész Duna-völgyre kiterjedő teraszrendszer kialakítására. A folyóteraszok kutatásával már Cholnoky (1923, 1925) is foglalkozott, később pedig Bulla (1941, 1956), Kéz (1933, 1942) és Gábris (1994, 1997) kutatta a teraszok klímával való kapcsolatát. Bulla (1941) a teraszszintek kialakulását a pleisztocén periodikus klímaváltozásával magyarázta, kialakítva az „egy glaciális - egy terasz” elméletet. Noszky (1935), Láng (1955), Pécsi (1959), Kretzoi és Pécsi (1982), Pécsi *et al.* (1982), Gábris (1994) és Scheuer és Schweitzer 1973, 1984c, 1988c) az egységes teraszrendszer kialakítására törekedett. Pécsi (1959) teraszrendszerét később Scheuer és Schweitzer (1988c) is felhasználta, Ruzsiczay-Rüdiger *et al.* (2005a) pedig összefoglalta a „hagyományos” teraszrendszer keretébe illeszkedő korábbi kormeghatározások eredményeit. Gábris (2007) a teraszképződés és a pleisztocén klímingadozások közötti összefüggést vizsgálta az oxigénizotóp-rétegtannal való kapcsolat függvényében, Gábris és Nádor (2007) pedig a tektonika és a klíma hatását tanulmányozta a Duna és a Tisza kvarter fejlődésére vonatkozóan. Az édesvízi mészköveket a nemzetközi irodalmakban is gyakran használták a folyóteraszok kialakulásának és a középső- és késő-pleisztocén klíma kapcsolatának vizsgálatára (Gibbard és Lewin 2008). Schulte *et al.* (2008) az Ibériai-félszigeten található Aguas folyó teraszrendszerét és a teraszokon települő édesvízi mészkövek korát tanulmányozva arra a következtetésre jutott, hogy folyó bevágódásában és a teraszrendszerek kialakulásában a tektonikának, a klímának és a tengerszintváltozásoknak egyaránt szerepe volt, bár ezek a tényezők egymástól geológiailag eltérő időskálán fejtegettek ki hatásukat.

A fenti összefoglalóból is látható, hogy a Duna fejlődésének, bevágódásának, a teraszszintek kialakulásának tektonikai és paleoklimatológiai irányú értelmezése régóta az érdeklődés középpontjában áll, amihez az édesvízi mészkövek értékes adatokkal járulhatnak hozzá.



6.3-2. ábra: Keresztszelvény a Kisalföldön, a Dunántúli-középhegységen és az Alföldön keresztül, a kiemelkedő területek és a Duna teraszok kapcsolatát mutatva (Pécsi 1959 és Gábris és Nádor 2007 alapján módosítva).

VI. 3.2. A teraszok kormeghatározási módszerei

A teraszrendszer alapja a teraszszintek relatív korának meghatározása, amely az egyes magassági szintek időrendbe állításával történt (Pécsi 1959), így a magasabb helyzetű teraszok az idősebbek, míg a Duna jelenlegi szintjén található teraszok a legfiatalabbak (6.3-1. ábra). A teraszszintek párhuzamosítását megnehezíti, hogy az egy fázisban kialakult szintek ma már gyakran különböző magasságokon találhatóak (pl. a teraszok a Dunakanyar-területén vannak a legmagasabb pozícióban, **6.3-2. ábra**, Pécsi 1959), valamint a teraszok a folyó mentén nem folyamatosak, és esetenként csak töredékei őrződtek meg az egykori szinteknek. Az azonos számú teraszok tehát nem feltétlenül jelölnek azonos kort és genetikát a völgy teljes hosszában (Pécsi 1959), az éghajlati tényezők hatását ugyanis a függőleges kéregmozgások eltérően befolyásolhatták, így térben és időben a Duna-völgyének más szakaszán jöhetnek létre a teraszképződés és bevágódás feltételei (Cholnoky 1925, Gábris 1997, Vandenberghe 2003 in Ruskiczay-Rüdiger *et al.* 2005c).

Amíg nem álltak rendelkezésre abszolút koradatok, addig az édesvízi mészkövek relatív korát a teraszok tengerszint feletti magasságából, elhelyezkedéséből, és az ösmaradványok alapján állapították meg, amelyek nehezen számszerűsíthetőek. A teraszszintek relatív korbesorolásának és egymással való párhuzamosításának egyik módja a fedőüledékek (pl. édesvízi mészkövek, folyóvízi üledékek, lösz) korának meghatározása volt, amely a szintek minimum korát adta meg. A teraszt fedő üledékek vizsgálatai közé tartozott az üledékanyag görgetettség (a Duna-teraszok CPV-értékei a korrallal nőnek, a mellékfolyók értékei viszont sokkal kisebbek) (Pécsi 1959) és szemcseméret eloszlás vizsgálata (Burián 2002); a teraszüledékeken megfigyelhető fagyjelenségek meghatározása (Pécsi 1959); a folyóvízi üledékek és édesvízi mészkő öszszletek ösmaradványtartalma (Mottl 1942, Kretzoi és Vértes 1969, Jánossy 1979); a fedő lösz és a lösztagoló fosszilis talajszintek (pl. Basaharc) lumineszcens vizsgálata (Frechen *et al.* 1997, Novothny *et al.* 2008); radiometrikus kormeghatározások.

Ezek a módszerek azonban bizonytalanságot is hordoznak magukban. Például a kavicsok mérete és kerekítettsége a folyó mentén egy szinten belül is változhat, ami megkérdőjelezheti a teraszon belüli korreláció lehetőségét (Ruskiczay-Rüdiger 2007). A teraszt fedő üledékek sok helyütt hiányoznak, így a teraszok kora sokszor csak a geomorfológiai extrapoláció segítségével volt meghatározható. Az abszolút koradatokat szolgáltató U/Th kormeghatározások mindezülig csak elszórtan (néhány terasz esetében), és leginkább a Gerecse édesvízi mészköveiből álltak korábban rendelkezésre (5-15. táblázat).

Az első U/Th mérések a Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészköveiből Pécsi (1973), Kretzoi és Pécsi (1982), Hennig *et al.* (1983a), Schwarcz és Skoflek (1982) nevéhez fűződtek, és a módszer mérési határa az elmúlt évtizedekben még mindössze 350 ky volt (Schwarcz 1990). Jelen dolgozat keretei között a Taipei Egyetemen végzett mérések már 600 ky-re visszamenőleg képesek a mészkövek korának meghatározására (Shen *et al.* 2008). A folyóvízi üledékekben található szerves anyag ¹⁴C kormeghatározásával az üledékek lerakódá-

sának ideje közvetlenül meghatározható az 50 ky mérési tartomány határain belül, ami csak a fiatalabb teraszok korának meghatározását segítette (Kretzoi és Pécsi 1982). Az U/Th módszer mérési határánál idősebb mészkövek esetében a paleomágneses mérések (Latham és Schwarcz 1990, Lantos 2004) segíthetnek, de az eredmények értelmezése sokszor nem elég egyértelmű, mint azt az elvégzett U/Th sorozatos kormeghatározások eredményei is bebizonyították.

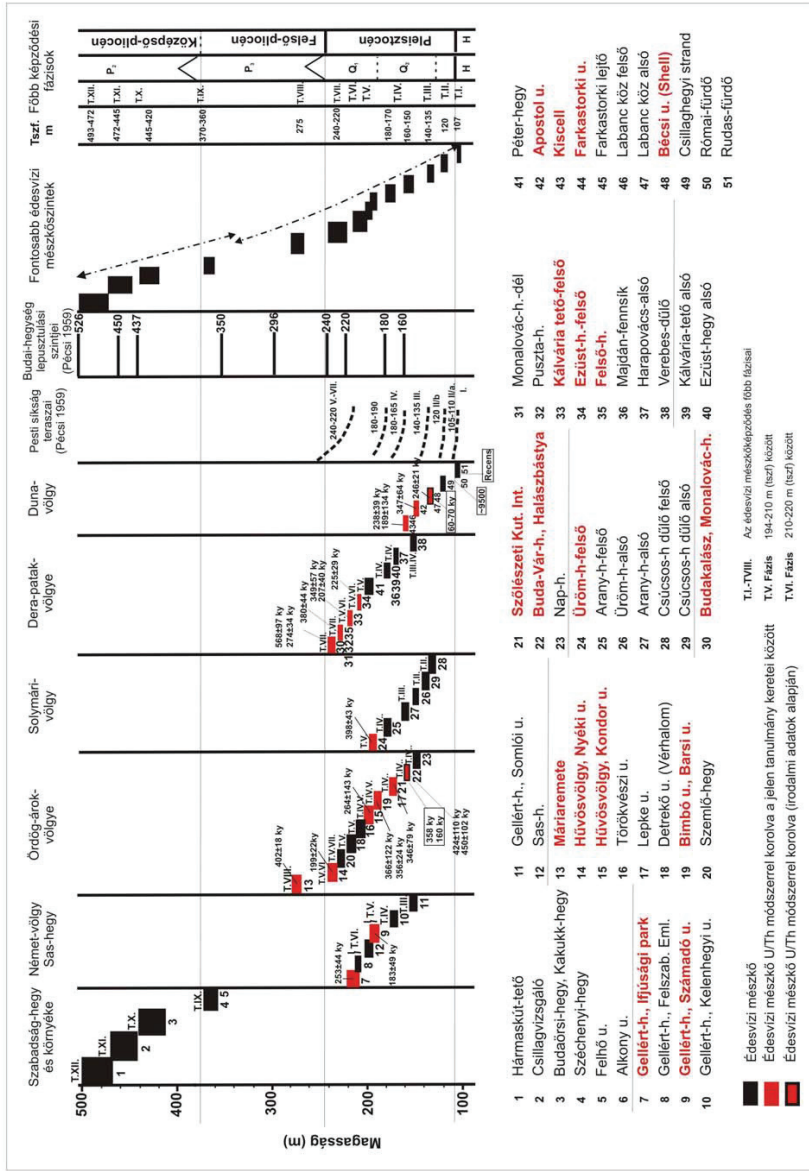
VI. 3.3. A teraszszintek és az édesvízi mészkövek kapcsolata

A jelenlegi teraszkrológia alapjait Pécsi (1959) fektette le, amit Kretzoi és Pécsi (1982) tovább finomított 6-7 teraszszintet különítve el a Duna mentén, és 6-8 teraszszintet a Dunakanyarban. Scheuer és Schweitzer (1988c) 7 teraszszintet és 9 travertínó szintet írt le a Gerecsé északi előterében, a Budai-hegység területéről pedig 12 édesvízi mészkő szintet említ, amelyek közül a legmagasabban a Széchenyi-hegy miocén édesvízi mészkő takarója található, míg a negyedik terasz (tIV) a legmagasabb szint, ami bizonyíthatóan folyóvízi eredetű. Schweitzer (2002a) szerint a Gerecsében legalább 8-10, a Budai-hegységben pedig 10-12 geomorfológiai szinten települ az édesvízi mészkő. Wein (1977) 7 db (a levantei édesvízi mészkövet is beleértve 8 db) teraszszintet említett a Budai-hegységben.

Az édesvízi mészkő- (T1-T12) és terasz (tI-tVIII) szintek számozása minden esetben alulról felfelé történt (Scheuer és Schweitzer 1988c). A terasz- és travertínó szintek a 7. számú szintig többé-kevésbé párhuzamosíthatóak, a 7. szint feletti édesvízi mészkövek pedig pliocén hegylábfelszínre és késő-pannóniai abrázíós színlőkre települnek (Pécsi 1959, Kretzoi és Pécsi 1982). A következőkben röviden áttekintem a korábbi tanulmányok alapján megállapított teraszszinteket, a kormeghatározásukhoz használt adatokat és azok egyezését a dolgozat keretei között végzett U/Th sorozatos kormeghatározások értékeivel:

A legelső (tI) teraszszint a Duna magas ártere (5-6 m-rel a Duna szintje felett), amelynek kora ^{14}C mérések alapján a Budai-hegységben 9500 év, a Gerecsében a teraszkavicsból előkerült fatörzs ^{14}C vizsgálata alapján 11850 ± 10 év (óholocén) korú (Kretzoi és Pécsi 1982). Az ártéri szinteken újholocén korú és recens édesvízi mészkövek (T1) képződtek/képződnek (Dunaalmás, Csokonai-forrás).

A tII teraszszint többé-kevésbé folyamatosnak tekinthető a Duna-völgyében, és a Dunakanyarban is jelentős vastagságú folyóvízi üledék borítja, szemben a magasabb szinteken található teraszokkal. A tII szint két részből áll: a tIIa az első ármentes szint, 8-14 m-rel a Duna felett, amelynek kialakulását a Würm végére helyezték a glaciális fauna és a fedő lösz hiánya alapján (Pécsi 1959). A teraszkavics mamutfogaiból Kretzoi a *Mammuthus primigenius* idősebb formáit határozta meg, és a terasztest a posztglaciálisban válhatott teraszszá. A jelen dolgozat keretei között végzett U/Th mérések alapján a tIIa teraszon települő Ta-



6.3-3. ábra: A Budai-hegységi édesvízi mészkövek szintjei és főbb képződési fázisai (Scheuer és Schweitzer 1988c alapján, módosítva), és képződési koruk összevetése a jelen dolgozat keretei között végzett U/Th sorozatos kormeghatározások (piros színnel) adataival.

ta-Öreg-tó, Kelet édesvízi mészkő előfordulás kora **51,6±1,5 ky**, ami illeszkedik a korábbi korvizsgálatokhoz.

A **tIIb** szint (második ármentes terasz) 20-26 m-rel helyezkedik el a Duna szintje felett, és a rajta levő alluviális üledéket (a terasz felkavicsolódását) Pécsi (1959, 1978) a késő-Riss-kora-Würm idejére helyezte. Paleontológiai és archeológiai bizonyítékok, és a közel 20 m vastag lösz-paleotalaj fedő alapján a szint kora az utolsó glaciális előtti időszakra tehető, a teraszra települő édesvízi mészkő korát pedig az utolsó interglaciálisra tették. A legalsó (T1) travertínó szint a tIIa teraszokra, a T2 travertínó szint a tIIb teraszra települ. A tIIb teraszt borító édesvízi mészkövek U/Th sorozatos kormeghatározása a Tatai Porhanyó-bányában 98 ±10 ky, 101±10 ky, Vértesszőlősön 135±11 ky évet eredményezett (Schwarcz és Skoflek 1982, Hennig *et al.* 1983a).

A Budai-hegységben a legalacsonyabb szinten elhelyezkedő édesvízi mészkövek a Duna II/b., II/a. sz. teraszaira települnek (**6.3-3. ábra**). A Duna első ármentes teraszára (II/a.sz.) települő T1 édesvízi mészkövek 105 m tszf-i magasságban helyezkednek el (Csillag-hegy, Római-fürdő). A rajtuk települő édesvízi mészkövek a Pesti-síkságon levő II/a. sz. teraszt fedő futóhomok összetett fosztilis talaj ¹⁴C vizsgálata alapján (9500 év) óholocén korúak.

A tIIb teraszon található 120 m tszf-i magasságon elhelyezkedő, T2 édesvízi mészkő szinthez tartozó Bécsi úti (Shell) előfordulás korát Pécsi és Osmond (1973) 60-70±20 ky korúnak határozta meg U/Th vizsgálatok segítségével, és ez alapján határozták meg a tIIb terasz korát is. **U/Th méréseim alapján a Bécsi út édesvízi mészköve 245±20 ky korú, és mészkőtömbjei nagy valószínűséggel a közeli Farkastorki úti előfordulás lecsúszott blokkjainak tekinthetőek, tehát nem autochton helyzetűek, és így a tIIb teraszszint kormeghatározására sem alkalmasak.**

A **tIII** terasz kialakulását Pécsi (1959, 1964) a középhegységi szakaszon a geomorfológiai helyzet és a kavicsok kisebb görgetettsége alapján, egyéb adatok hiányában a Riss idejére helyezte. Az Által-ér **tIII** teraszára a T3 travertínó szint települ. A tIII. és tIV. szint a Dunakanyarban gyengén kifejlődött felszín, míg a Budai-hegységben és a Gerecsében gyakran borítja folyóvízi kavics, édesvízi mészkő és lösz. Ezekből a szintekből korábban Riss és Mindel glaciálisokra jellemző fauna került elő.

A Duna tIII teraszára települő édesvízi mészkövek a Budai-hegységben 150-160 m tszf-i magasságban képződtek (Kiscell 150 m, Apostol u. 150 m, Farkastorki út 150 m) (Scheuer és Schweitzer 1988c). A tIII. teraszszinten települő T3 édesvízi mészkőszintből U/Th mérésekkel a Budai-hegységben 175 ky-et (Kiscelli-fennsík) határoztak meg, a Gerecsében pedig a tIII. sz. teraszfelszínére települt Mária-Magdolna-pusztai előfordulásából 190±45 ky (Pécsi 1973), Vértesszőlősről szintén U/Th módszerrel 248±67 ky (Brunnacker in Scheuer és Schweitzer 1988c), valamint ESR módszerrel 202±20 ky (Hennig *et al.* 1983a) korokat határoztak meg. U/Th sorozatos méréseim alapján a Budai-hegységben a tIII teraszon települő Kiscelli-fennsík mészkövének esetében **189±134 ky**-et, a Gerecsében a Mária-

Magdolna puszta édesvízi mészkövére **284±19 ky**-et, a Vértesszőlös-középső előfordulás esetében pedig **220±28 ky**-et eredményeztek, amelyek hasonlóak a korábbi U/Th mérések eredményeihez, így az új vizsgálatok a tIII szint korán nem változtattak. A tIII teraszszinthez kötött Apostol úti előfordulás vizsgálata **347±64 ky**, a Farkastorki úti előfordulás pedig **238±39 ky** korokat eredményezett, így a kora alapján az Apostol úti feltárás már inkább a tIV teraszszinthez lenne sorolható.

A tIV terasz lerakódása a Mindel eljegesedés idején, Gábris és Nádor (2007) szerint a MIS12-ben (MIS=Marine Isotope Stage), Kretzoi és Pécsi (1979) beosztása alapján a felsőbihari alemelet alsó részében, a Tatai-Vértesszőlösi fázison belül ment végbe, és a T4 travertínó szint települ rá. A tIV terasz a teraszmorfológiai, paleomágneses és faunisztikai vizsgálatok alapján a Brunhes paleomágneses időszakban, 600-700 ky között képződhetett (Pécsi 1973, Kretzoi és Pécsi 1979), amiből az következik, hogy a teraszüledék biztosan fiatalabb 700 ky-nél.

A Gerecsében a T4 édesvízi mészkőszint kora a normál polaritást eredményező paleomágneses mérések alapján (Pécsi *et al.* 1985, Latham és Schwarz 1990) 700 ky-nél fiatalabb, míg a Budai-hegységben Lantos (2004) paleomágneses mérései alapján 500 ezer és 1 millió év közötti. Hennig *et al.* (1983a) vértesszőlösi paleolit telep mészkövén mért U/Th mérései pedig 350 ezer évnél idősebb kort adtak. Az előfordulást Scheuer és Schweitzer (1984c) a felsőbihari emelet tarkői szakaszába sorolta. A Dunaalmáson a tIV. teraszra települő T4 édesvízi mészkő ESR kora 360±36 ky.

A Budai-hegységben a T4 édesvízi mészkőszint 170-180 m tszf-i magasságban települ a Duna tIV teraszára. A Budai-Várhegyen, az Ördög-árok tIV. teraszán települő mészkő U/Th kora 358 ky (Henning *et al.* 1983a, Scheuer és Schweitzer 1984c). A faunaleletek alapján a felsőbihari alemelet tarkői szakaszt jelölte ki Jánossy (1979). A Buda-Várhegy és Üröm-hegy T4 szintbe tartozó édesvízi mészkövének faunája alapján a képződmény korát Jánossy (1979) a középső-pleisztocénre, illetve az alsó-pleisztocén felső részére tette. U/Th sorozatos méréseim alapján a korábban a T4 szintbe sorolt Buda-Várhegy édesvízi mészkövének kora **424±111 ky** és **344±111 ky**, míg az Üröm-hegyi előfordulás **398±43 ky** és **376±163 ky** korúnak bizonyult, így az új abszolút korvizsgálatok megerősítették a tIV szint korábbi elemzések alapján meghatározott korát. Megjegyzendő, hogy a korábban az Öreg-árok II/b teraszához (Scheuer és Schweitzer 1988c) igazított tokodi előfordulás tengerszint feletti magassága (185 m) és a dolgozatban közölt kora (**385±50 ky**) alapján, a vele közel egy magasságon (182 m tszf) elhelyezkedő Vértesszőlösi paleolit telep előfordulással egykorú. Wein (1977) szerint a IV. szintet (170-180 m tszf) a Majdán-fennsíktól (188 m tszf), Budakalászon át a Nap-hegyig (143 m tszf) lehet nyomon követni. A mészkövek szennyezettsége miatt a majdán-fennsíki és a nap-hegyi előfordulások kora nem volt U/Th módszerrel mérhető, a tIV teraszszinthez való viszonyuk továbbra sem tisztázott.

A Budai-hegységben a folyóvízi üledékekkel borított felszínek a tIV teraszszint felett hiányoznak. A tV. terasz a Günz idején képződött és a T5 travertínó szint települ rá. Pécsi (1959) a tV. terasz keletkezését az alsó-pleisztocénre helyezte a geomorfológiai helyzete, szórványos öslénytani leletek, és a 70-80 m viszonylagos magasságú és 10-15 m vastag kavicsüledékben előforduló krioturbáció alapján. Később Kretzoi és Pécsi (1979) és Pécsi *et al.* (1982) az *Archidiskodon meridionalis (planifrons)* és kísérő faunáinak újabb értelmezése alapján szintén a 2,5 millió évig visszanyúló alsó-pleisztocénbe sorolta és a tV teraszt borító T5 travertínó szint korát Pécsi *et al.* (1985) reverz polaritást eredményező palomágneses mérések szerint a Budai-hegységben és a Gerecsében egyaránt 780 ezer évnél idősebbnek határozta meg. A Gerecsében Dunaalmásnál a tV teraszra települt 30-35 m vastag T5 édesvízi mészkő összletben 5-6 közbülső löszös, homokos iszapból gyűjtött minták reverz mágneses polaritásúak, ezért az alatta fekvő terasz is a fordított mágnesezettséggel jellemzett Matuyama időszak idején képződhetett (>780 ky; Pécsi *et al.* 1985). Az édesvízi mészkő összlet homokos iszaprétegeiből helyenként mikro- és makrofauna leletek is előkerültek (*Archidiskodon meridionalis*, *Emys orbicularis*, *Megaloceros*), amelyek Kretzoi (1955) és Jánossy (1979) szerint az alsó-bihariumba tartoznak. A Dunaalmástól 2 km-re D-re, 180 m tszf-on települő Betlehem-i-kőfejtő V. teraszt feltáró kavicsbányájában Kretzoi és Vörös (in Scheuer és Schweitzer 1988c) *Archidiskodon meridionalis* fogat és apróbb csonttöredékeket talált. A paleontológiai és egyéb adatok alapján a tV teraszt a kislángi szakasz végével, a rátelepülő édesvízi mészköveket pedig az alsóbihariummal (ill. az alpi beosztás alapján a Günz-Mindel interglaciális alsó részével) párhuzamosította Pécsi *et al.* (1982).

A dolgozat keretei között végzett U/Th sorozatos mérések több, korábban a T5 édesvízi mészkő szintbe sorolt édesvízi mészkövet is érintettek, amelyek korát Pécsi *et al.* (1982, 1985) 780 ky-nél idősebbnek gondolta. A Pécsi *et al.* (1994) által a T5 édesvízi mészkő szintbe sorolt Dunaalmás-Vöröskő mészkőbánya (224 m tszf) szelvényének alsó, idősebb része mindössze **223±30 ky** korú. A Dunaalmás-Vöröskő előfordulástól 1 km-re Ny-ra található Dunaalmás-alsó kőfejtőből (190-210 m tszf) **214±30 ky** kort mértem, ami arra utal, hogy T5 édesvízi mészkő szint alatt található tV terasz is fiatalabb lehet a korábban feltételezettekénél, mivel a teraszszint korát a már említett paleomágneses mérések alapján határozták meg. A Dunaalmás-Római kőfejtő (264 m tszf) édesvízi mészköve ugyanakkor idősebb az U/Th módszer mérési határánál.

A Budai-hegységben Wein (1977) az V. travertínó szintbe sorolta a Rózsadomb magasabb helyzetű édesvízi mészköveit, és a Pécsi (1973) által 350 ky-nek korolt Vértesszőlősi paleolit telep édesvízi mészkővel való párhuzamosítás alapján a budapesti V. szintet is hasonló korúnak (Günz-Mindel interglaciálisba tartozónak) tartotta. Saját U/Th mérések alapján a rózsadombi édesvízi mészkövek közül az Apostol u. **347±64 ky**, a Barsi u. **356±24 ky**, a Bimbó u. **366±122 ky**, a Szőlészeti Kutatóintézet pedig **346±79 ky**-nek adódott. Tehát a mérhető korú rózsadombi mészkövek, függetlenül a tszf-i magasságukban való eltéréstől, egy szűk időin-

tervallumon belül, mintegy 350-360 000 éve képződtek, ami alátámasztja Wein (1977) feltételezését.

A **tVI** szint a kora-pleisztocén dunai glaciálisában keletkezhetett Kretzoi és Pécsi (1982) vizsgálatai alapján, és a **legelső Dunai eredetű terasznak** számít. A **tV- tVI** teraszokon a *T6* travertínó szint települ, a **tVI- tVII** teraszokat a *T7* travertínó szint borítja. A *T5-T6* édesvízi mészkőszintek kora Lantos (2004) változó polaritást eredményező paleomágneses mérései alapján több mint 1,8 millió év. A VI. terasz a gerecse-hegységi szakaszon 110-120 m tszf-i viszonylagos magasságú. Dunaalmásnál a terasz kavicsra 25-30 m vastag édesvízi mészkő települ, amit fosszilis vörös talaj és több löszös iszap-közbetelepülés tagol. Pécsi és Pevzner (1975) szerint a fosszilis talajból és a löszös rétegekből vett minták fordított polaritásúak. A mészkőrétegek közötti fosszilis vörös talajból Jánossy (1979) felsővillányiumi kislángi szintbe (2-1,4 millió év) sorolható mikrofaunát határozott meg (Schweitzer és Scheuer 1995). A Les-hegyen 235 m magasságban az édesvízi mészkőösszlet alsó részében a mésszel összecementált kavicsréteg fölött két *Archidiskodon cf. Meridionalis* fog teljes lenyomata került elő (81. tábla). A Duna VI. teraszára települt 25-30 m vastag édesvízi mészkőösszletet fordított mágneses polaritása alapján Scheuer és Schweitzer (1988c) a Matuyama időszakhoz sorolta és megállapította, hogy idősebb egy millió évnél. Mivel a fosszilis vöröstalaj-képződéssel, és 4-5 löszréteggel is megszakított édesvízi mészkőösszletnek a kialakulásával is számolni kellett, a VI. sz. Duna-terasz felhalmozódását és kiformálását 2-2,4 millió évvel ezelőttig, a Matuyama kron kezdetéig, az alsó-villányi (beremendi) szakasz kezdetéig vezették vissza (Kretzoi és Pécsi 1979, Jánossy 1979, Pécsi *et al.* 1982).

U/Th méréseim szerint a Les-hegyi édesvízi mészkő alsó köfejtőjéből származó mészkő kora **408±73 ky** és **273±73 ky**, míg a Les-hegy-felső köfejtőből származó minta **375±55 ky** korú. Az U/Th mérések alapján tehát a tVI teraszt fedő *T6* édesvízi mészkő szint kora, a korábbi paleomágneses méréseknél jóval fiatalabb, azonban a *T5* édesvízi mészkőszintből újonnan mért U/Th koradatoknál idősebb.

Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* (2005b,c) 1,6 mm/év bevágódási rátát határozott meg a Dunakanyar térségére a korábbi adatok alapján becsült 0,41 mm/év helyett, aminek alapján a Duna visegrádi áttörését az elmúlt 240 ezer évre (az utolsó előtti glaciális) helyezte, és levonta azt a következtetést, miszerint a teraszszintek korábbi tagolása (egy glaciálisban egy terasz) a továbbiakban nem tartható. Amennyiben a *T6* édesvízi mészkőszintből (Les-hegy) mért legidősebb koradatból következtetünk a tVI teraszszint (a legelső Dunai eredetű terasz) korára, akkor megállapítható, hogy a Duna legelső teraszának kialakulása a korábban tartott kora-pleisztocén helyett a középső-pleisztocén fiatalabb időszakára, mintegy 400- 450 ezer évvel ezelőtre tehető.

Wein (1977) szerint a Budai-hegységben a *T6* (195-200 m tszf), *T5* (195-220 m tszf) és *T4* (170-180 m tszf) édesvízi mészkőszintek (Hüvösvölgy, Nyéki u., Kondor u., a Budakalász-Üröm vonulat középső édesvízi mészkőve, Gellért-hegy Ifjúsági Park és Számadó út képződményei) nem mindig választhatóak el egymástól, és részben az alsó-pleisztocénbe te-

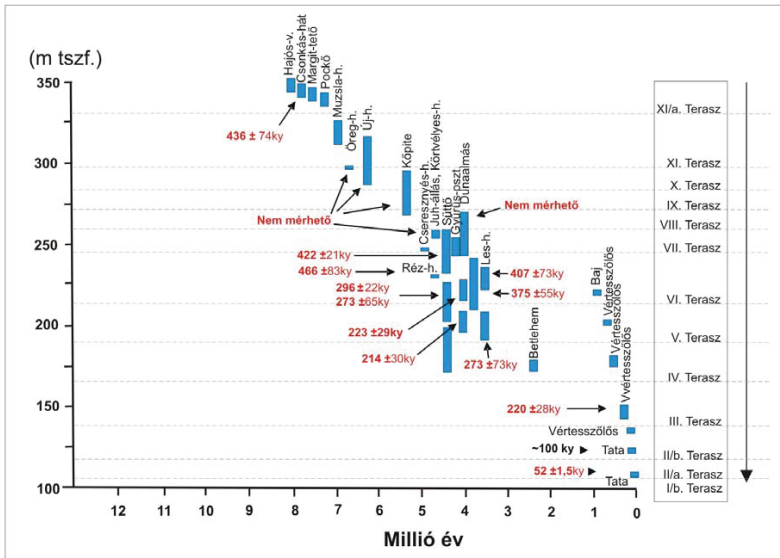
hetők. U/Th méréseim alapján a Hűvösvölgy Nyéki u. előfordulás **199±22 ky**, a Kondor utcai **264±144 ky**, a Gellért-hegy Ifjúsági Park mészköve **253± 44 ky**, a Gellért-hegy Számadó út pedig **183±44 ky** korú, tehát a képződésük nem az alsó-, hanem a középső-pleisztocén idejére tehető. Mindezek alapján a **Gerecsében és a Budai-hegységben a tVI teraszon települő, alsó-pleisztocénnek tartott édesvízi mészkövek képződése valójában jóval később, a középső pleisztocén idején ment végbe. Az új U/Th koradatok igazolják, hogy az azonos magasságú szintek kora még az egyes hegységeken belül sem feltétlenül azonos.**

A **tVII és tVIII** szinteket Pécsi (1959) először a Duna-terasz rendszerhez tartozónak vélte, de a gerecsei kavics és édesvízi mészkőszintek sztratigráfiai vizsgálatát követően Kretzoi és Pécsi (1982) a Gerecsében a pliocén korú hegylábfelszínek közé sorolta át őket. A **tVII és tVIII** „teraszszinteken” a T8-T9 travertínó szintek települnek.

A tVII teraszt a Gerecsében (230-240 m tszf) néhány esetben csak az édesvízi mészkő védte meg a lepusztulástól. A 20-30 m vastag édesvízi mészkőben Dunaalmásnál ugyanaz a vörös talaj folytatódik, ami a VI. sz. terasz esetében, de annál egy morfológiai szinttel magasabban. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint tetarítás mészkőtípussal állunk szemben, ami azt jelenti, hogy a VI. és VII. terasz-szintet befedő édesvízi mészkőösszletek egy hosszan tartó, megosztott fázis alatt képződhettek. A VII. teraszt befedő édesvízi mészkő rétegek közötti löszös képződményből vett minták szintén fordított mágnesezettségűek. A terasz képződését geomorfológiai helyzete alapján és a süttöi Haraszi-hegyen, a VII. teraszra települt édesvízi mészkőben talált *Tapirus* sp., valamint az *Archidiskodon meridionalis archaikus* alapján (Jánossy és Krolopp 1981) a felső-pliocén Csarnótanum felső részébe (Cserhegyium) helyezte. Ezzel szemben Pécsi *et al.* (1994) a süttöi előfordulást a T8 travertínó szintbe sorolta. Scheuer és Schweitzer (1988c) a Fekete-hegyi (240 m tszf), a Tokod, Kiskő-hegyeskői (230-250 m tszf) és a Körtvélyes-hegyi (240 m tszf) édesvízi mészkő szinteket geomorfológiai helyzetük alapján egyaránt a pliocén legfelső emeletébe sorolta. A Kiskő-Hegyeskői mészkő U/Th sorozatos vizsgálatával azonban bebizonyosodott, hogy a korábban pliocénnek tartott előfordulás **231±8 ky** korú.

A Budai-hegységben a T7-es szint 235-240 m tszf-i magasságon található és a Széchenyi-hegy K-i oldalában található alsó-pleisztocénnek tartott előfordulásokat (Alkony u., Felhő u.) sorolták ide (Scheuer és Schweitzer 1973), de a máriaremetei, valamint a budakalász-ürömi édesvízi mészkővonulat magasabb szintjeit is ide tartozónak vélték (Wein 1977). Scheuer és Schweitzer (1988c) a Máriaremete, Felhő u., és Alkony u. mészkővét felső-pliocénként említi. U/Th sorozatos méréseim alapján a máriaremetei előfordulás (284 m tszf) mindössze **402±18 ky**, az üröm-hegyi mészkő **398±43 ky**, a budakalászi köfjéti mészkőve pedig legfeljebb **568±97 ky** korú, tehát a középső-pleisztocén során keletkezett. Az Alkony u. és Felhő u. előfordulások nem voltak hozzáférhetőek.

A T7-es édesvízi mészkőszintbe sorolt, 230-240 m tszf-i magasságon található pliocén korúnak tartott előfordulások U/Th sorozatos vizsgálata a Gerecsében is meglepő eredményre vezetett. Sierralta *et al.* (közlésre beküldve) a Süttö, Hegyháti-kőfjéjtől származó, elvileg a



6.3-4. ábra: A Gerecse-hegységi édesvízi mészkövek kora és teraszszintekkel való kapcsolata Scheuer és Schweitzer (1988c), Kretzoi és Pécsi (1979) és Sásdi (2003) alapján. A piros számok a jelen dolgozat keretei között végzett U/Th sorozatos kormeghatározások adatai, amelyek szerint az édesvízi mészkövek a korábban feltételezetteknél jóval fiatalabbak.

T6 szinthez tartozó (>1,8 millió év) édesvízi mészkövek korát mérte TIMS módszerrel, és 314-235 ky közötti korokat kapott. U/Th sorozatos méréseim a Süttő-Új-Haraszti bánya mészkövéből **296±22 ky**, a Süttő-Diósvölgyi bánya mészkövéből **412±19 ky**, a Süttő-Hegyháti bánya mészkövéből pedig **273±65ky** korokat eredményeztek. A süttői mészkövekkel hasonló magassági szinten található, és geomorfológiai helyzete alapján a korábban a pliocénbe sorolt (Scheuer és Schweitzer 1988c) előfordulások közül a tokodi édesvízi mészkő kora **385±50 ky**-nek, a kiskő-hegyeskői előfordulásé pedig **231±8 ky**-nek adódott (**6.3-4. ábra**).

A Gerecsében a T8 édesvízi mészkőszintet Krolopp in Scheuer és Schweitzer (1984c) az *Unio wetzleris* színttel azonosítható molluszka fauna alapján a felső-pannóniai emelet felső részébe sorolta (Bérbaltaváriumi szakasz), Scheuer és Schweitzer (1988c) pedig a Kő-hegy (290 m), Epöl (265 m), Kőpíte (295 m) felső-pliocén hegylábi felszíneken képződött, édesvízi mészkövet helyezte ide.

A Budai-hegységben a Wein (1977) által VIII. szintnek nevezett (=T8?) édesvízi mészkő szintbe a már hévíztevékenységgel összefüggő, 420-500 m tszf-i magasságon található levantei édesvízi mészkövek tartoznak. Scheuer és Schweitzer (1984c) szerint a T7-T8-as mészkőszintek a Szabadság-hegy-Széchenyi-hegy oldalán található magasabb (360-370 m) és alacsonyabb helyzetű (270-250 m) hegyláb felszínen települnek. A T8-T9-es szintek korát Schweitzer (1997) 4 millió évesre becsülte, és Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a szintek felső-pliocén hegylábi felszínekre települtek.

A Gerecse legmagasabb helyzetű előfordulásai a T9 és T10-es édesvízi mészkőszintek, amelyek kavicsos deltaüledékeken és abráziós teraszokon települnek. A Gerecsében a felső-pannóniai alemelet középső és felső részének abráziós teraszain a lábatlani Póckő (330 m tszf), Margit-hegy (340 m tszf), az Öreg-hegy (300 m tszf) és Alsóvadács (340 m tszf) előfordulások települnek. Pécsi *et al.* (1982, 1994) a T9-es szinthez sorolta mogyorósbányai Kő-hegy édesvízi mészkövet, a T10-es édesvízi mészkőszinthez sorolta a Kőpíte (295 m) előfordulást, míg a dunaszentmiklósi Öreg-hegy (300 m tszf) mészkövet a T11-es szinthez, a lábatlani Póckő (330 m tszf) előfordulást a T11a, az alsóvadácsi (340 m tszf) előfordulást pedig a T12 szinthez. Scheuer és Schweitzer (1984c) szerint ide tartozik még a bajóti Muzsla-hegy (330 m tszf), Új-hegy (320 m tszf), és a mogyorósbányai Kő-hegy (285 m) édesvízi mészkő előfordulása. A 300-340 m tszf-i édesvízi mészkövek felső-pannóniai emelet alsó részébe sorolását a Rozlozsnik (1919) által leírt Dreissena fajok alapján végezte el Scheuer és Schweitzer (1984c). U/Th méréseim a Kő-hegy, Kőpíte, Meleges-hegy, Új-hegy-Öreg-hegy, Látó-hegy és a Szágodó esetében nem vezettek eredményre, tehát a mészkövek idősebbek 600 ky-nél, míg a legmagasabb tszf-i magasságon, és a Gerecse legközpontibb részén található alsóvadácsi előfordulás esetében 436±74 ky kor volt mérhető, ami ellentmond a korábbi koradatoknak és a teraszszintek alapján történő korbesorolásnak. A Muzsla-hegy, Póckő, Margit-hegy édesvízi mészkövéből nem történt U/Th mérés, de nagy valószínűséggel idősebbek, mint az U/Th módszer felső határa.

A Budai-hegységben a T9-T12 szintek felső-pannóniai homokos-kavicsos deltaüledékeken és abráziós teraszokon települnek (Scheuer és Schweitzer 1972). A T10-es mészkőszint a Széchenyi-hegyen abráziós színlőre települ 420 m tszf-i magasságon, és Kretzoi (1978) Sümegium (felső-pannóniai, 7-8 millió éves) korú faunát határozott meg belőle. A legmagasabb pannóniai tengeri teraszon települő T11-es szint (445-472 m) korát a fauna alapján Kretzoi (1980) az alsó-pannóniai időszakra tette. A T12-es szint (472-499 m) a geomorfológiai helyzete alapján alsó-pannon abráziós színlőre települ, és a T12 édesvízi mészkő kora Csákvárium, vagy a nála idősebb alsó-pannóniai elemet felső részével, a Rhenoassiummal lehet azonosítani (Scheuer és Schweitzer 1984c). A felső-pannóniai mészkövek U/Th sorozatos korvizsgálata (Hármaskút-tető, Tündérhegy) szintén a módszer mérési határánál idősebb koradatokat eredményezett.

VI. 3.4. Az új U/Th koradatok és a teraszszintek kapcsolata

Az új U/Th elemzések eredményei alapján elmondható, hogy általában igaz a megállapítás, miszerint a nagyobb tszf-i magasságon található mészkövek (pl. a Budai-hegység 400-500 m tszf-i felső-pannon képződményei) az idősebbek, és a legalsó, II-t-III. teraszokon található képződmények a legfiatalabbak. A II-t-IV. teraszszintek korábban megállapított korának nem mond ellent a rajtuk települő édesvízi mészkövekből megállapított U/Th kor, ami leginkább annak köszönhető, hogy a korábbi U/Th mérésekből meghatározott, 360 ky-re visszamenőleg rendelkezésre álló adatok jó alapot szolgáltattak a legalacsonyabb tszf-i magasságon található felszínnek korának meghatározásához. A teraszszintek és a morfológiai felszín helyzetén alapuló kormeghatározás korábban ott ütközött először problémákba, ahol már nem álltak rendelkezésre abszolút koradatok (>360 ky). A tV-tVI szintek korát jobb híján geomorfológiai megfontolások, szórványos paleontológiai leletek, és paleomágneses mérések (Pécsi *et al.* 1985) alapján határozták meg 780 ky-nél idősebbnek, és az alsó-pleisztocénre helyezték. A tV-tVI teraszokat borító édesvízi mészkövek azonban az új abszolút korvizsgálatok alapján a korábban feltételezettekénél jóval fiatalabbnak, többségében középső-pleisztocén korúnak bizonyultak. A tVI-tVII teraszszinten települő, felső-pliocén-alsó-pleisztocén tartott édesvízi mészkövek kora az U/Th mérések alapján szintén középső-pleisztocén adódott. Megállapítható, hogy a Gerecsében és a Budai-hegységben egyaránt a középső-pleisztocén középső-felső részére jelentős nagyságú paleohévíforrás tevékenység volt jellemző, aminek következtében számos édesvízi mészkő előfordulás képződött, sok esetben a korábbi folyóterasz üledékekre települve. Az azonos magasságon települő képződmények kora azonban az U/Th mérések alapján az egyes hegységeken belül is eltérő, megkérdőjelezve a mészkövek települési magasságon alapuló kormeghatározását, és alátámasztva a Wein (1977) által a Budai-hegység területéről leírt szelektív tektonika elméletét. Míg a Budai-hegységben az azonos tengerszint feletti magasságon található édesvízi mészkövek kora gyakran jelentősen különbözik egymástól, addig a Gerecsében az előfordulások tengerszint feletti magassága és kora

között jóval szorosabb kapcsolat áll fenn, bár a képződmények kora a Gerecsében is jóval fiatalabb a korábban feltételezetteknél (6.3.-3.ábra).

A zömében felső-pannóniai homokos-kavicsos deltaüledékeken és abráziós teraszokon települő T9-T12 édesvízi mészkőszintek kora az U/Th módszer határát meghaladja, de még a legidősebbnek tartott mészkövek között is előfordultak kivételek, ugyanis a legmagasabban (340 m tszf) található, Pécsi *et al.* (1982, 1994) alapján a T12 édesvízi mészkőszintbe alsóvadácsi előfordulásról is kiderült, hogy középső-pleisztocén korú.

Mint láthattuk, a folyóteraszok kormeghatározásának egyik legjobb módja a teraszokat fedő édesvízi mészkövek korának meghatározása, ami az egyes teraszszintek tengersizint feletti magasságát, az új koradatok segíthetnek az egykori teraszszintek korának újraértelmezésében. A jövőben érdemes lenne a Budai-hegység és a Gerecse teraszképződményeinek kavicsanyagát és a rátelepülő édesvízi mészkövet részletekbe menően vizsgálni, és sokat segítené a teraszrendszer rekonstrukcióján, ha rendelkezésre állnának olyan abszolút kormeghatározási technikák, amelyek lehetővé tennék az alsó-pleisztocén édesvízi mészkövek kormeghatározását is.

VI. 4. Az U/Th koradatokból számolt kiemelkedési (bevágódási) ráták a Gerecse és a Budai-hegység területéről

VI. 4.1. A hegység-kiemelkedés (Duna bevágódás) okai és következményei

Számos hazai (Gábris 1997, 2007, Ruzsiczay-Rüdiger *et al.* 2005a,b,c, Gábris és Nádor 2007) és külföldi (Vandenberghé 2003, Gibbard és Lewin 2008, stb.) tanulmány foglalkozott már a folyóteraszok épülését és a folyók bevágó tevékenységét szabályozó folyamatokkal, a klímának és a tektonikának a szerepével. Az üledékképződés és a bevágódás időbeli változásait az éghajlattal változó hidrológiai tényezők is befolyásolják, így a teraszképződés a két tényező egymást felerősítő, vagy kioltó együttes hatásának eredménye (Gábris 1997, Vandenberghé 2003). A bevágódás kérdéskörének (és a Középhegység kiemelkedésének) tárgyalása szorosan összefügg a Duna teraszok, illetve fedőüledékeik (folyóvízi üledékek, édesvízi mészkövek) korának meghatározásával, tehát a Pécsi (1959) féle „hagyományos” teraszrendszerrel, valamint a Kárpát-Pannon térség tektonikájával, a feszültségtér irányának és erejének változásával (Bada *et al.* 1999)

A Kárpát-Pannon-térségben a korábbi, jellemzően extenziós erőtér helyett a pliocéntől fokozatosan a kompressziós erőtér vált uralkodóvá, aminek következtében megkezdődött a középhegységi területek kiemelkedése, valamint tovább folytatódott az Alföld egyes részmedencéinek süllyedése, amely napjainkban is tart (Horváth és Cloetingh 1996, Bada *et al.* 1999). A negyedidőszaki kéregmozgásokra utal többek között a miocén-pliocén geomorfológiai szintek (Kaiser 1997) és folyóteraszok különböző magassági helyzetbe kerülése, a több magassági szinten megtalálható édesvízi mészkő összletek, valamint a több szintes hidrotermális barlangrendszerek kialakulása (Takács-Bolner és Kraus 1989, Leél-Óssy 1997). GPS mérések alapján kimutatták, hogy a Pannon-medence nyugati része 1,3 mm/év sebességgel mozog ÉK-i irányban míg a Pannon-medence ÉK-i része gyakorlatilag stabilnak mondható a Cseh-masszívumhoz képest (Grenerczy *et al.* 2000). Ez azt is jelenti, hogy a Dunazug-hegység és a Dunakanyar térsége egy térrövidülési zónában található, ahol függőleges kéregmozgásokkal kell számolni, amelyek mértékére leginkább a geomorfológiai jelzőszintek (miocén tönkfelszínek, hegyláb felszínek, abráziós színlők, negyedidőszaki folyóteraszok, édesvízi mészkő szintek, többszintes barlangrendszerek) alapján lehetne következtetni, azonban mindeztidőig **kevés számszerű koradat** állt rendelkezésre a morfológiai szintek korának meghatározásához.

A Budai-hegység kiemelkedése

A Budai-hegység erősen töredezett és enyhén gyűrt sásberceinek mai magassági helyzetét és geomorfológiai fejlődéstörténetét az ismétlődő tektonikus mozgások irányították a harmad-negyedidőszak során (Scheuer és Schweitzer 1988c). A miocén végi nyugalmi sza-

kaszt követően a pliocénben a Budai-hegység ismételtlen megsüllyedt és a déli és nyugati peremeken abráziós part menti homok és kavics képződött, a felső-pannóniai alemeletben pedig a Szabadság-hegyet és környékét is elöntötte a tenger. A felső-pannóniai alemelet végén kezdődő regressziót követően, a pleisztocén elején gyors emelkedésnek indult az a harmadidőszaki sziget, majd félsziget, ami a mai Budai-hegység ősenek tekinthető (Wein 1977). A pleisztocén hegységképződés stílusáról már Wein (1977) is megállapította, hogy az emelkedés nem egyszerre ment végbe, és az egymástól kisebb-nagyobb mértékben elkülönült rögök eltérő sebességgel emelkedtek ki. A rögek általában triász képződményekből épülnek fel és az egykori fedő eocén-oligocén üledékeket áttörve jutottak a felszínre (pl. Törökugrató, Gellért-hegy, a Sashegy, Wein 1977). A pleisztocén során végbemenő szelektív emelkedések hatására törések, vetődések keletkeztek, amelyek a régi, neogén törérendszerek is felnyitották (pl. Ördög-árok ÉNy-DK-i irányú törése). A Budai-hegység kiemelkedésével egy időben a hegység K-i, D-i és Ny-i szegélyén elősüllyedések keletkeztek (Moldvay 1966). A felső-pliocén végén és a negyedidőszak elején (Csarnotánium, Villányium) megjelent a Duna a Pesti-síkságon, elkezdte építeni hatalmas hordalékkúpját (Pécsi 1959, Kretzoi és Pécsi 1979) és ettől kezdve a Duna szintje vált a Budai-hegység lepusztulásának erózióbázisává. A hegység további szakaszos emelkedés (110-130 m) hatására a már korábban kialakult nagyobb völgyrendszerek (Német-völgy, Ördög-árok-völgy, Solymári-völgy, Dera-patak-völgy) erőteljes bevágódása indult meg.

A Budai-hegység emelkedési szakaszainak meghatározásához Wein (1977) a teraszokon kialakult édesvízi mészkő képződményeket használta fel, és a teraszszintek (a levantei édesvízi mészkövet is beleszámítva összesen 8 db teraszszint) alapján nyolc emelkedési szakaszt határozott meg. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint viszont a Budai-hegység édesvízi mészkövei a felső-pannóniai alemelet alsó részétől (Csákvárium) kezdődően a jelenkorig bezárólag 12 jól elkülöníthető képződési fázisban alakultak ki. Az édesvízi mészkő szintek az ős-Dera-patak, Solymári-patak, Ördög-patak, Németvölgyi-patak bevágódó medre mentén feltörő hévforrásokból keletkeztek. A hévforrások ott törtek a felszínre, ahol a karsztvíztárazó mészkövet és dolomitot fedő felső-eocén márga (Budai Márga) és az oligocén agyagmárga (Tardi és Kiscelli Agyag) rétegeit a mélyülő patakok áttörték. Az erózió miatt az édesvízi mészkő szintek fokozatosan K-i irányban, a peremi részek felé vándoroltak, míg nem a IV. (régebben III.) kiscelli és várhegyi terasz kialakulását követően a Duna vette át az erózióbázis szerepét (Wein 1977). Ezt követően az édesvízi mészkövek már a Duna teraszain rakódtak le.

Az édesvízi mészkövek geomorfológiai helyzete alapján Scheuer és Schweitzer (1988c) a mozgások mértékét a Sümegiumban és a Csákváriumban 70-80 m-re, a szárazulati pliocénben (Bérbaltavárium-Rusciniumban) 140-160 m-re, a pleisztocén folyamán 130-140 m-re és a holocénben kb. 8-10 m-re becsülte. Számításai szerint a felső-pannóniai abráziós színlőre települt 499 m-es (Csákvárium) és a Duna II/a. sz. teraszára települt 108 m-es (holocén) édesvízi mészkövek szintjei között közel 400 m viszonylagos magasságú statikus karsztvízszint áramlott ki a víztartó kőzetből.

VI. 4.2. A kiemelkedés (bevágódási) ráta számításának módja és feltételei

Az U/Th sorozatos korvizsgálataim, és a GPS-el meghatározott tszf-i magasságok alapján az édesvízi mészkővel fedett felszínek (Duna teraszok) kiemelkedési-, illetve a Duna és mellékfolyóinak bevágódási sebessége a korábbiaknál jóval pontosabban, a hegységek egyes részterületeire külön-külön, és jóval tágabb időintervallumban vált becsülhetővé.

A kiemelkedési / bevágódási ráta (a továbbiakban: ráta) számításának módja a következő (Burbank és Anderson 2001 in Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* 2005c):

$$(1) \quad i \text{ (ráta)} = [\text{települési magasság (mm)} - \text{Duna tszf-i magassága (mm)}] / \text{kor (év)}$$

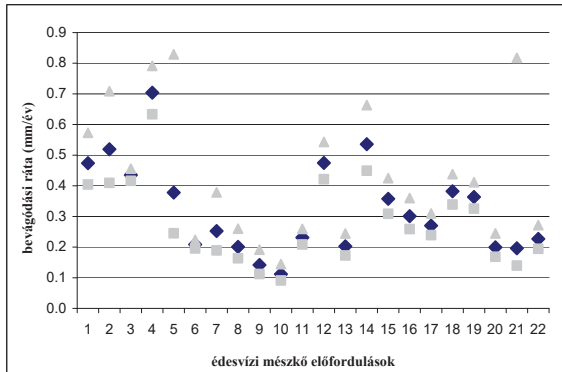
Antecedens folyóvízgy esetén a folyó bevágódása lépést tud tartani a terület kiemelkedésével. A Duna középhegységi szakaszán a párkánysíkok függőleges deformációja a terület kiemelkedésére utal, amiből Noszky (1935) és Pécsi (1959) azt a következtetést vonta le, hogy a bevágódó Duna lépést tudott tartani a terület kiemelkedésével (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* 2005c). Wein (1977) szerint a patakok bevágódásának gyorsasága a Budai-hegység kiemelkedésével egyenes arányban volt. Mindezekből következik, hogy a területen számolt bevágódási és kiemelkedési rátának közel azonosnak kell lennie.

A ráták számításakor feltételezni kell, hogy az édesvízi mészkő kiválása a Duna szintjén (a mindenkori erózióbázison) ment végbe, tehát a képződés pillanatában a mészkőkiválás és a Duna szintje között nem volt jelentős magasságbeli különbség. A Duna magassága a Gerecsében 104 m tszf, a Dunakanyarban 101 m tszf, a Budai-hegységben pedig 96 m tszf. A számítások során a Duna jelenlegi tszf-i magasságát egységesen az átlagos 100 m-nek vettem, a számítások egyszerűsítése végett. Az U/Th kormeghatározás a dolgozatban használt módszerrel 600 ky-re visszamenőleg lehetséges, ezért a ráta nagy biztonsággal csak 0 - 600 ky között számolható. Az ennél idősebb mészkövek esetében a rátákra csak a jóval bizonytalanabb paleomágneses mérésekből, fossziliák alapján meghatározott korokból lehetne következtetni. Az U/Th adatok az egyes magassági (terasz) szinteket fedő édesvízi mészkövekből származnak, tehát a szintek minimum korát adják meg. Ezen kívül az egyes feltárások mindössze 1-1 pontszerű koradattal lettek jellemezve, holott az édesvízi mészkő előfordulások teljes rétegsorának képződéséhez esetenként több százezer év szükséges, amint azt a budakalászi kőfejtő korméréseiből is láthattuk. Amennyiben egy adott feltárásból származó legfiatalabb minta koradatából számoljuk a bevágódási rátát, úgy a maximális bevágódási rátát kapjuk meg, míg ha a legidősebb (akár több százezer évvel idősebb) mintáiból származó koradattból számolunk, úgy a ráta értéke akár felére is csökkenhet. A teraszt borító édesvízi mészkő legidősebb mintái közelítik a legjobban a terasz korát. A teraszszintek korolására a tavi eredetű mészkövek a legalkalmasabbak, mivel lejtői, tetarítás típus olyan földtani helyzetekben fordulhat elő, amikor a forrás az erózióbázis felett fakad.

Az U/Th adatoknak a mészkövek Th-mal való szennyezettsége miatt viszonylag nagy (± 50 ezer év) a hibája, ami kis mértékben ugyan, de hatással van a számított kiemelkedési/bevágódási rátára is, ezért a hibának megfelelően a minimális és a maximális bevágódási rátát is meghatároztam az egyes feltárások esetében. A mm/év-ben megadott kiemelkedési ráta azonban csak átlagos érték, ami elfedi a tektonikai folyamatok jellegét és csak akkor tekinthető valósnak, ha feltételezzük, hogy a hegység kiemelkedése és a Duna bevágódása folyamatos volt. Jóval valószínűbb azonban (a teraszok és párkánysíkok is ezt támasztják alá), hogy a kiemelkedés a számolt értékeknél (lásd később) gyorsabban és szakaszosan ment végbe, és a kiemelkedés/bevágódás bizonyos időszakokban szünetelt, hiszen a kialakult párkánysíkok a folyó bevágódásának egyes stádiumait rögzítik.

VI. 4.3. Korábbi adatok a Duna bevágódására

A Gerecse és a Budai-hegység területén a Duna-teraszokat gyakran (esetenként közvetlenül folyóvízi üledékekre települve) édesvízi mészkő fedi, míg a Dunakanyar párkánysíkjai esetében az alacsonyabb szintek kivételével a sziklateraszokat nem takarja folyóvízi üledék sem (Pécsi 1959). A Dunakanyar területén a teraszok kora rendkívül bizonytalan, mivel a kormeghatározásra alkalmas anyag (édesvízi mészkő) hiányzik. Ruzsiczay-Rüdiger *et al.* (2005c) az andezitből álló sziklateraszok kitettségi korának meghatározására ^3He méréseket végzett. A Gerecse és a Budai-hegység esetében a Duna bevágódási rátájának számítására szintén Ruzsiczay-Rüdiger *et al.* (2005c) gyűjtötte össze a teraszfedő üledékekből rendelkezésre álló korábbi (paleontológiai, szedimentológiai, paleomágneses, U/Th, ^{14}C) koradatokat. Mivel az adatsor meglehetősen hiányos volt, és a korábbi abszolút (U/Th, ^{14}C) mérések csak 360 ky-ig visszamenőleg szolgáltattak adatokat, így a levont következtetések csak durva becslések lehettek, míg a 360 ky-nél idősebb koradatok esetében (az abszolút koradatok hiánya miatt) még bizonytalanabbak voltak. Az irodalomból gyűjtött koradatok alapján Ruzsiczay-Rüdiger *et al.* (2005a,c) rámutatott, hogy a Duna bevágódása két eltérő sebességű időszakra osztható. A 9 millió és 360 ezer év közötti időszakban a Gerecsében és a Budai-hegységben 0,02 és 0,04 mm/év, 360 ezer évtől napjainkig pedig 0,16 és 0,18 mm/év volt a bevágódási sebesség az édesvízi mészkövek korábbi irodalmakból ismert koradatai alapján (5.15. táblázat). A teraszok alapján 2,4 millió és 360 ezer év között a Gerecsében 0,06 mm/év bevágódási ráta volt számítható. A 360 ezer évtől napjainkig terjedő időben a Budai-hegység és a Gerecse teraszai alapján 0,19 és 0,14 mm/év volt a bevágódás üteme. A József-hegyi barlang karsztvízszint változásai (a barlangi ásványok U/Th vizsgálata) alapján 0,23 mm/év adódott a Duna-bevágódási rátájára (Ruzsiczay-Rüdiger *et al.* 2005a,c). A „hagyományos”, Dunakanyar térségére kiterjesztett teraszkrónológiai adatok alapján a 2,4 Ma és 360 ky közötti időszakban a Duna bevágódási rátája 0,06 mm/év volt. A 360 ezer évtől napjainkig tartó periódusra számított 0,41 mm/év Ruzsiczay-Rüdiger *et al.* (2005b,c) szerint a bevágódás gyorsuló ütemére utalhat. Noszky (1935) és Pécsi (1959) is úgy tartotta, hogy kiemelkedés (bevágódás) mértéke



Sorszám	Előfordulás	Sorszám	Előfordulás
1	Gellért-hegy, Ifjúsági park	12	Budakalasz, legalsó minta
2	Gellért-hegy, Számadó u. 7.	13	Budakalasz, legfelső minta
3	Máriaremete	14	Kálvária-tető-1. minta
4	Hüvösvölgy, Nyéki u.	15	Kálvária-tető-25. minta
5	Hüvösvölgy, Kondor u.	16	Kálvária-tető-1. minta
6	Barsi u.	17	Ezüst-hegy felső
7	Bimbó u.	18	Felső-hegy
8	Szőlészeti Kutatóintézet	19	Apostol u.
9	Buda-Vár-hegy III	20	Kiscelli-fennsík
10	Halászbástya, Hilton-szálló	21	Farkastorki út
11	Úróim-hegy felső	22	Bécsi út (Shell benzinkút)

6.4-1. ábra: A Budai-hegység édesvízi mészke előfordulásainak U/Th koradataiból számolt kiemelkedési (bevágódási) ráták. A sötétkék rombuszok az átlagértékeket jelölik, a szürke négyzet és szürke háromszög pedig az U/Th mérés hibáiból adódó eltéréseket (minimális, illetve maximális rátákat).

a Dunakanyar területén volt a legnagyobb. Figyelembe véve azonban, hogy radiometrikus koradatok egészen mostanáig csak az elmúlt 360 ky-tól álltak rendelkezésre, valamint, hogy a 360 ezer évnél idősebb koradatok (így a belőlük számolt ráták is) bizonytalanok, ezért a számolt adatokból nem feltétlenül következik a kiemelkedés (bevágódás) gyorsulása az utolsó 360 ezer évre, mint ahogy azt Ruskiczay-Rüdiger (2007) is hangsúlyozta. Nem ismerjük a bevágódás pontos kezdetét, valamint a bevágódási ráta változásának időbeli lefutását sem.

Ruskiczay-Rüdiger *et al.* (2005c) az irodalmi adatok felhasználásával végzett számításokat, és szerinte a negyedidőszak utolsó 360 ezer évében a Duna bevágódásának sebessége $\sim 0,14$ és $\sim 0,41$ mm/év között változott, míg a ^3He kitétségi kor mérések alapján számolva a Duna bevágódási rátája (a Dunakanyar területén) $\sim 2,7 \pm 0,1$ mm/évben határozható meg az elmúlt 167 ezer évre, míg az erózió hatásának figyelembevételével az 1,6 mm/év-es ráta tűnik elfogadhatónak az utolsó mintegy 240 ezer éves időtartamra, ami négyszerese a „hagyományos” teraszkrológia alapján számított értékeknek.

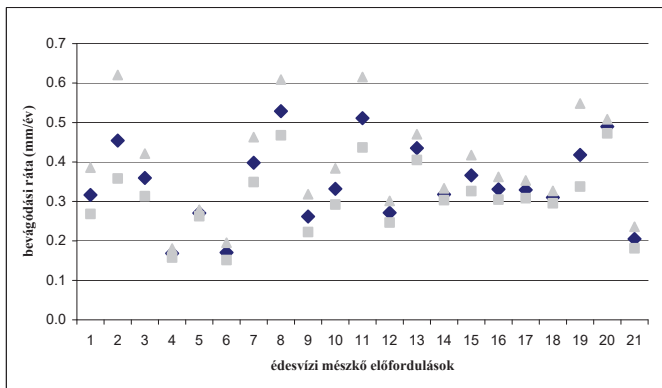
VI. 4.4. A Duna bevágódásának sebessége az új U/Th koradatok tükrében

Dolgozatom 500-600 ky-ig visszamenően közöl abszolút koradatokat a Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészköveiből, ami alapján kimutatható, hogy Ruskiczay-Rüdiger *et al.* (2005a,c) által számított, 360 ky-nél idősebb kiemelkedési ráta nem volt számottevően eltérő (legalábbis 600 ky-ig), mint 360 ezer év és napjaink között.

Kiemelkedési ráták a Budai-hegységben

A Budai-hegység területén nagy számban és területileg elszórtan, különböző tengerszint feletti magasságon települő édesvízi mészköveken mért U/Th koradatok alapján lehetővé vált a korábban már Wein (1977) által leírt pleisztocén szelektív rögmemelkedés számszerűsítése, és a különböző területek kiemelkedési sebességének összehasonlítása. Egy-egy alterületen belül előfordulhatnak különböző korú édesvízi mészkövek, mivel a mészkőképződés szünetelhetett, majd később újraindulhatott az adott területen. Ezekben az esetekben szerencsés esetben a kiemelkedési sebesség időbeli változása is nyomon követhető nagy léptékben.

Az édesvízi mészkövekkel jellemezhető 6 alterület (Széchenyi-hegy-Szabadság-hegy környéke, Gellért-hegy, Hűvösvölgy-Ördög-árok völgye, Rózsadomb, Vár-hegy, a Duna völgye, és a Solymári-völgytől É-ra eső ún. Északi-egység) édesvízi mészköveinek korából számolt kiemelkedési ráták az adott alterületeken belül közel azonosak (**6.4-1. táblázat, 6.4-1. ábra, 6.4-3. ábra**), így felhasználhatóak az adott alterületek kiemelkedési sebességének becslésére. A Budai-hegység egyes részei morfológiájuk és tengerszint feletti magasságuk alapján nagyobb sebességgel emelkedhettek ki. Ezek közé a területek közé tartozik a Gellért-hegy és a Hűvösvölgy, valamint az Ezüst-hegy és környéke. Mivel a Széchenyi-hegy-Szabadság-hegy



Sorszám	Előfordulás	Sorszám	Előfordulás
1	Les-hegy-alsó, 24. minta	12	Vékonyceser
2	Les-hegy-alsó, 1. minta	13	Süttő, Új-Haraszti
3	Les-hegy-felső, 2. minta	14	Süttő, Diósvölgyi
4	Mária-Magdolna puszta	15	Sutto-Diósvölgyi-1-2
5	Tata, Öreg-tó Kelet	16	Sutto-Diósvölgyi-1-1
6	Vértesszőlős-középső	17	Sutto-Diósvölgyi-1-4
7	Dunaalmás-alsó	18	Süttő-Diósvölgyi-1
8	Vöröskő	19	Süttő-Hegyháti
9	Réz-hegy	20	Kiskő-Hegyeskő
10	Öreg-hegyek	21	Tokod
11	Alsóvadács, Csonkás-hát		

6.4-2. ábra: A Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak U/Th koradataiból számolt átlagos kiemelkedési (bevérgödési) ráták.

édesvízi mészköveinek kora az U/Th módszer felső mérési határa fölé esik, így kiemelkedésüket nem számszerűsíthettem. Wein (1977) alapján ez a terület emelkedett (emelkedik) a leggyorsabban.

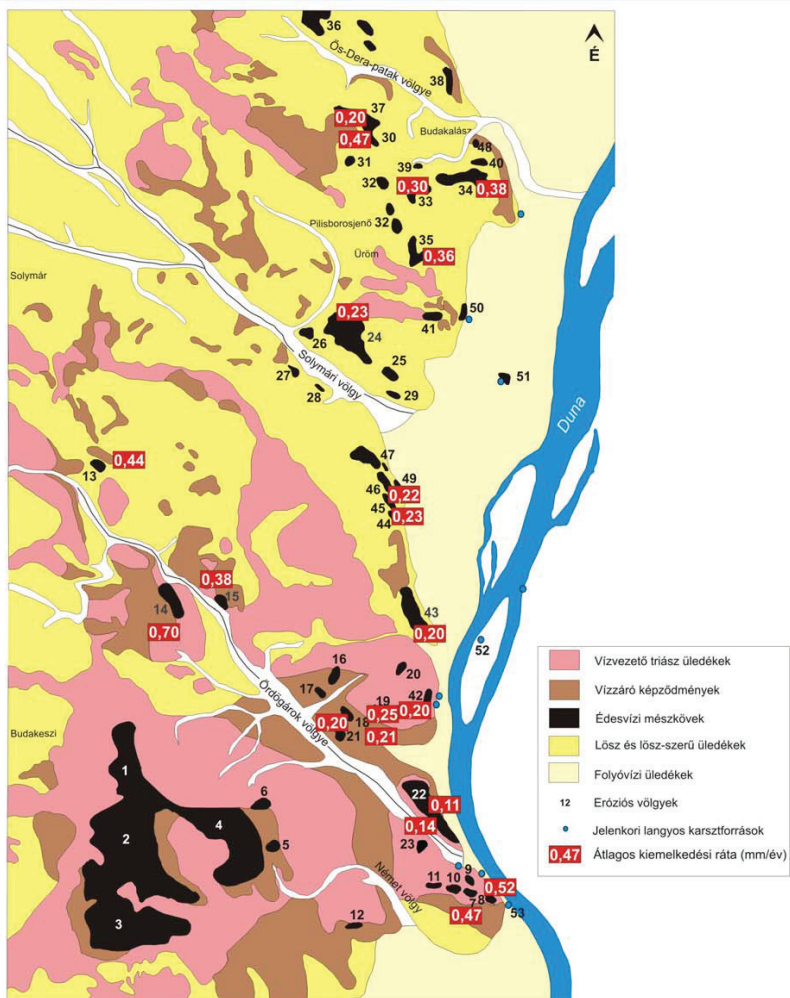
A Széchenyi-hegy-Szabadság-hegy vonulattól É-ra, az Ördögárok völgyének ÉNy-i elvégződésében található előfordulások közül a völgy D-i oldalán található Nyéki úti előfordulás 0,7 mm/év, a völgy É-i oldalán található Kondor utcai előfordulás 0,38 mm/év, a völgy végében elhelyezkedő máriaremetei édesvízi mészkő pedig 0,44 mm/év kiemelkedési rátákat eredményezett. Ezek az adatok azt sugallják, hogy az Ördögárok-völgy környéke az egyik leggyorsabban emelkedő területnek számított a Budai-hegységben.

A Gellért-hegy környezetéből meredeken kiemelkedő morfológiája már önmagában is nagy kiemelkedési sebességre enged következtetni. A különböző tengerszint feletti magasságokon található Ifjúsági Park (220 m tszf, 253±44 ky) és a Számadó utca (195 m tszf, 183±49 ky) koradataiból számolt kiemelkedési ráták egymáshoz közeli, és hasonlóan magas (0,47, illetve 0,52 mm/év) értékeket eredményeztek. A Gellért-hegy és a Vár-hegy között elhelyezkedő Nap-hegy kiemelkedését nem tudtam becsülni, mivel az előfordulás mészkövén az U/Th kor a szennyezettség miatt nem volt mérhető. A Vár-hegy és a Halászbástya édesvízi mészkő előfordulása alacsony tszf-i magasságából, és idősebb (424±53 ky és 450±55 ky) korából adódóan a legalacsonyabb kiemelkedési sebességgel (0,14 mm/év, illetve 0,11 mm/év) jellemezhető területek közé tartozik. Ez azt is jelenti egyben, hogy a Vár-hegy térsége a Gellért-hegynél átlagosan 3-4-szer lassabban emelkedett ki.

A Rózsadomb (Barsi út, Bimbó út, Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol út), és a tőle északabbra található Duna-völgyi (Kiscell, Farkastorki út, Bécsi út) előfordulások koradataiból számolt kiemelkedési ráták egyaránt 0,20-0,25 mm/év közötti értékeket eredményeztek (6.4-1. táblázat, 6.4-1. ábra), amely Vár-hegy értékénél ugyan magasabb, de még mindig alatta marad a hegységre átlagosan jellemző **0,32 mm/év** értéknek. A Solymári-völgytől északra eső terület (Pilis) legdélebbi értékét az Üröm-hegyi előfordulás szolgáltatta 0,23 mm/év kiemelkedési rátával. A tőle északra található Felső-hegy 0,36 mm/év, a Kálvária-tető 0,30 mm/év, az Ezüst-hegy 0,38 mm/év, a Budakalászi kőfejtő szelvényének legalsó mintája pedig 0,20 mm/év, míg a legfelső 0,47 mm/év értéket eredményezett. Az adatokból levonható a következtetés, hogy az Északi-egység édesvízi mészkövei a hegység nyugati és déli peremterületeihez hasonlóan a központi részeket jóval meghaladó sebességgel emelkedtek ki környezetükből.

Kiemelkedési ráták a Gerecsében

A kiemelkedés sebessége a Gerecsén belül sem volt egyforma (**6.4-2. táblázat, 6.4-2. ábra, 6.4-4. ábra**). Édesvízi mészkövek elsősorban a hegység nyugati, északi és keleti felén találhatóak, míg a hegység belső, központi részében édesvízi mészkő előfordulások nem ismertek. Ez a fajta egyenlőtlen eloszlás az oka annak, hogy csak a Gerecse peremi területeire



1. Hármaskút-tető-Normafa, 2. Csillagvizsgáló u., 3. Budaörsi-hegy - Kakuk-hegy, 4. Széchenyi-hegy, 5. Felhő u., 6. Alkony u., 7. Gellért-hegy, Ifjúsági-park, 8. Gellért-hegy, Felszabadulási emlékmű, 9. Gellért-hegy, Számadó u., 10. Gellért-hegy, Kelenhegyi u., 11. Gellért-hegy, Somlyó u., 12. Sas-hegy, 13. Máriaremete, 14. Hűvösvölgy, Nyéki u., 15. Hűvösvölgy, Kondor u., 16. Törökveszi u. és Törökveszi lejtő, 17. Lepke köz, 18. Verhalom (Detrekő u., Filler u., 19. Bimbó u. és Barsi u., 20. Szemlő-hegy, 21. Szőlészeti Kutatóintézet, 22. Buda-vár-hegy, Halászbástya, 23. Nap-hegy, 24. Üröm-hegy-felső, 25. Arany-hegy felső, 26. Üröm-hegy alsó, 27. Csúcs-hegy dülő felső, 28. Csúcs-hegy dülő alsó, 29. Arany-hegy alsó, 30. Budakalászi kőfejtő, 31. Monalovác-hegy D-i oldal, 32. Pusztla-hegy és Berdó-dülő, 33. Kálvária-tető felső, 34. Ezüst-hegy felső, 35. Felső-hegy, 36. Majdán fennsik, 37. Harapovács-alsó, 38. Verebes dülő, 39. Kálvária-tető alsó, 40. Ezüst-hegy alsó, 41. Péter-hegy, 42. Apostol u., 43. Kiscelli-fennsík, 44. Farkastorki u., 45. Farkastorki lejtő, 46. Labanc köz felső, 47. Labanc köz alsó, 48. Budakalász, 49. Bécsi u., 50. Csillaghegyi strand, 51. Római-fürdő, 52. Margitsziget, 53. Gellért-látó, Sárosfürdő, 54. Rudas-fürdő

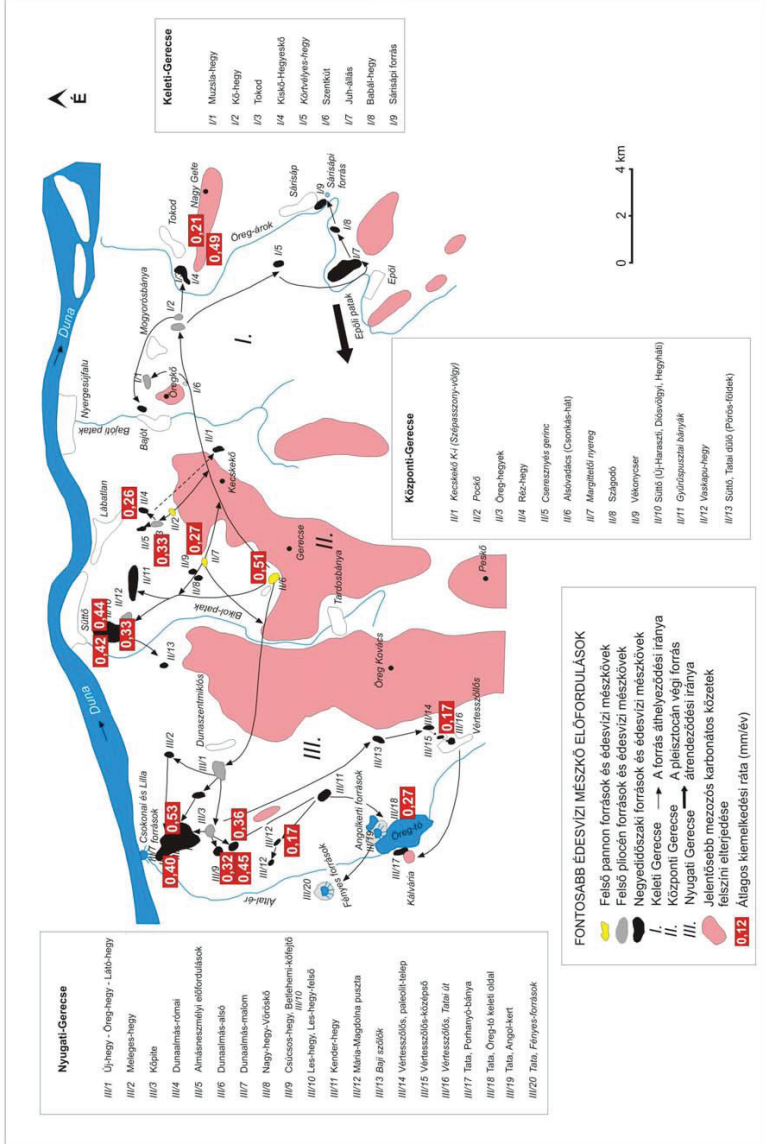
6.4-3. ábra: A Budai-hegység édesvízi mészkő előfordulásainak vázlatos térképe (Scheuer és Schweitzer 1974 alapján módosítva), feltüntetve a számolt kiemelkedési (bevágódási) rátaikat.

tudtam meghatározni a kiemelkedési rátákat. Az U/Th módszer mérési határánál idősebb édesvízi mészkő előfordulások, a Budai-hegység pannon előfordulásainál alacsonyabb tszf-i magasságon, és területileg jobban elszórva, a hegység nyugati, északi és keleti területein egyaránt megtalálhatóak. Ezekből az előfordulásokból (abszolút koradat híján) nem határoztam meg kiemelkedési rátákat.

A Kelet-Gerecsében összesen két előfordulás, a tokodi és a Kiskő-Hegyeskői édesvízi mészkő kora volt mérhető. Előbbiből 0,21 mm/év, utóbbiból 0,49 mm/év kiemelkedési ráta adódott. A Központi-Gerecse északi részén jóval több koradat állt a rendelkezésre (5-12. táblázat). A lábatlani Réz-hegy 0,26 mm/év, a Réz-heggyel szomszédos Öreg-hegyek 0,33 mm/év, a vékonycseri előfordulásból pedig 0,27 mm/év kiemelkedési ráta volt számolható. A Gerecse egyik legnagyobb (0,51 mm/év) kiemelkedési rátájú területe a hegység központi részéhez legközelebb eső, 329 m tszf-i magasságával a legmagasabban települő alsóvadácsi Csonkás-hát édesvízi mészkőéből lett meghatározva, ami azt is jelenti egyben, hogy a Gerecse központi területe emelkedett a leggyorsabban. A Süttő határában található kőfajtók közül az Új-Haraszti kőfajta 0,44 mm/év, a Hegyháti-kőfajta 0,42 mm/év, a Diósvölgyi kőfajta pedig átlagosan 0,32-0,33 mm/év kiemelkedési rátákkal jellemezhető.

A Nyugati-Gerecse északi részén található Vöröskő szolgáltatta a mérhető korú édesvízi mészkövek közül a legnagyobb (0,53 mm/év) kiemelkedési rátát a Gerecsében, míg a tőle nyugatra található Dunaalmás-alsó kőfajta szintén magas (0,40 mm/év) értéket adott. A Les-hegy-alsó kőfajta két mintáján mért koradatokból 0,32 mm/év és 0,45 mm/év, míg a Les-hegy-felső kőfajtából gyűjtött mintából 0,36 mm/év volt számolható. A Gerecsén belül Tata környéke jellemezhető a legkisebb kiemelkedési rátákkal. Az Öreg-tó K-i partján található előfordulás 0,27 mm/év értéket adott, míg a Tatától északra található Mária-Magdolna puszta, illetve a Tatától K-re található Vértesszőlős édesvízi mészkő előfordulása egyaránt 0,17 mm/év értéket szolgáltatott. A Gerecse északi részére, a Dunához közel eső területekre, valamint a központi Gerecsére a 0,3-0,5 mm/év kiemelkedési ráta jellemző. A Gerecse nyugati peremén található Tata térsége viszont 0,1-0,3 mm/év-es kiemelkedési értékével jóval kevésbé emelkedő területnek bizonyult.

Összefoglalva az eredményeket: a Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészköveinek koradataiból számolt átlagos minimális bevágódási (kiemelkedési ráta) **0,1-0,5 mm/év** körül változott, de az a hegységeken belül az egyes részterületek kiemelkedési sebessége akár többszöröse is lehetett a másikonak. A területek eltérő kiemelkedéséből az is következik, hogy az édesvízi mészkövek települési magassága nem (feltétlenül) tükrözi a korukat és az egykori paleokarsztvízszintek megállapítására is csak területenkénti durva becslésként használható.

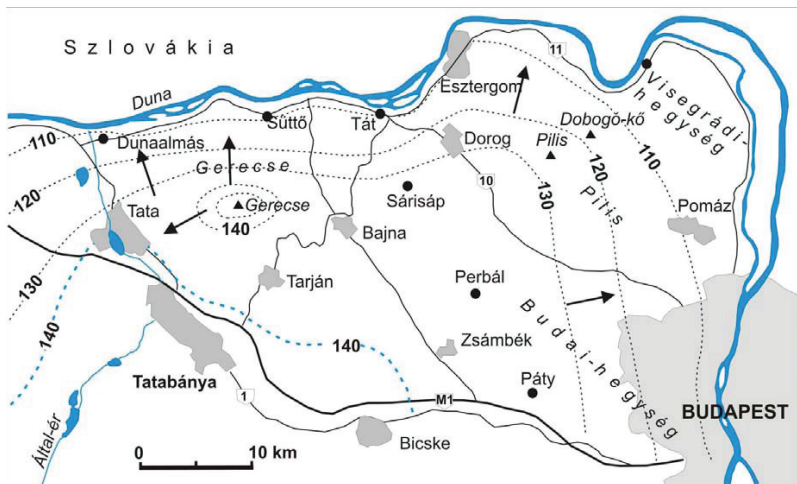


6.4-4. ábra: A Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak vázlatos térképe (Scheuer és Schweitzer 1981 a alapján, módosítva), feltüntetve az U/Th koradatokból számolt átlagos kiemelkedési (bevágódási) rátákat.

VI. 5. A paleohévíforrások átrendeződése és a paleokarsztvízszintek rekonstrukciója a Gerecsében és a Budai-hegységben az új U/Th koradatok tükrében

A karsztforrások vízkilépési pontjai általában a mindenkori karsztvízszintet tükrözik, ezért a forrásokból kivált édesvízi mészkövek elméletileg alkalmasak a paleokarsztvízszintek rekonstrukciójára. Feltételezve, hogy a Budai-hegységben és a Gerecsében a Duna mindenkorri erózióbázisa volt a forráskilépés és az édesvízi mészkőképződés szintje, a relatív paleokarsztvízszint csökkenés fő oka a középhegységi területek kiemelkedése, és a Duna bevágódása lehetett. Az édesvízi mészkő előfordulások tengerszint feletti magasságának, abszolút korának, és a korábbi irodalmak áttanulmányozása alapján lehetővé vált a Gerecse és a Budai-hegység paleohidrogeológiai viselkedésének, valamint a források áthelyeződésének térbeli és időbeli rekonstrukciója.

Az egykori forráskilépési pontok területi átrendeződése szoros kapcsolatban áll az említett hegységek morfológiai fejlődéstörténetével. Elsősorban a Duna- és mellékpatakjainak völgyeiben léptek ki a mészköveket lerakó források, ott, ahol a karsztos víztartó rétegekről a vízzáró üledékek lepusztultak, exhumálva a vízáadó kőzeteket. A források azonban esetenként csak az erózióbázis felett tudtak a felszínre lépni, mivel lokálisan olyan feltételek alakulhattak ki, hogy a víztartó rétegek megakadályozták a források erózióbázison történő kilépését. Egyes források csak késéssel követték az erózióbázis süllyedését, így sokszor több generációs édesvízi mészkő összletek (paleo-tó rendszerek) kapcsolódtak össze, esetenként lejtői tetarítás ki-fejlődéssel (pl. Süttő, Scheuer és Schweitzer 1988c). A paleokarsztvízszint csökkenésének tárgyalása tehát szoros kapcsolatban van a Duna-teraszrendszerének kialakulásával, a bevágódás/kiemelkedés mértékével. Az egyes korszakokra jellemző paleokarsztvízszint értékek rekonstrukciójakor azonban figyelembe kell venni, hogy az édesvízi mészkövek jelenlegi tengerszint feletti magasságának kialakításában a már említett helyi tektonikának is szerepe volt, aminek következménye, hogy az azonos korú édesvízi mészkövek jelenleg különböző tszf-i magasságon is előfordulhatnak. Az édesvízi mészkövek jelenlegi tengerszint feletti magassága tehát nem tükrözi pontosan, illetve az egész hegységre kiterjedően az egykori karsztvízszintet. Egyes termálforrások periodikusan működtek, történetük során többször eltűntek, majd újra kezdték működésüket, újabb édesvízi mészkő generációkat létrehozva a korábbiak mellett. Az édesvízi mészkövek vizsgálataiból levont következtetések igazolásában a barlangi és teraszfedő üledékekkel (Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* 2005c) való összevetés segíthet. Az alábbiakban először a paleokarsztvízszintet befolyásoló legfontosabb tényezőket tekintem át, majd a korábbi irodalmak (Scheuer és Schweitzer 1988c, Korpás 2000, Scheuer 2004d, 2005, stb.) által felállított paleohidrogeológiai képet közlöm, végül pedig az új U/Th adatok segítségével kísérletet teszek a paleohidrogeológiai kép módosítására, a paleoforrások időbeli és térbeli átrendeződésének rekonstruálására.



6.5-1. ábra: Jaskó (1959) recens karsztvízszint térképe a Gerecse és a Budai-hegység területére (Scheuer 2004 alapján, módosítva)

VI. 5.1. A paleokarsztvízszintet befolyásoló tényezők

A paleokarsztvízszintet befolyásoló legfontosabb tényezők közé tartozik a karsztforrások hozamát meghatározó csapadék mennyisége és eloszlása, ami a klíma függvénye: a száraz éveket alacsony, a csapadékos éveket magas karsztvízszintek jellemzik. A völgybevágódás és a felszíni erózió a klíma mellett a tektonikával is szoros kapcsolatban van. A felszíni erózió általában akkor volt a legnagyobb, amikor a csapadékos klíma egybeesett a kiemelkedéssel (Scheuer 2004d). A bevágódó folyóvölgyek a karsztvíztároló mészkő fedőképződményeinek lepusztításával lehetővé tették a források alacsonyabb szinten való kilépését, ami a karsztvízszint csökkenéséhez vezethetett. A karsztvízszint folyamatos csökkenése következtében először a magasabb szinteken működő források apadtak el, míg a mélyebben levők még folytathatták működésüket. Tartós szárazság esetén a források hozama időszakosan csökkenhetett, sőt, a források el is apadhattak, és ezek az események legtöbbször az előfordulások rétegsorában is nyomon követhetőek (pl. Felső-hegy, Kálvária-tető, stb.). A csapadékosabb időszakok idején a források hozama nagyobb volt, a karsztvízszint emelkedett, a korábban elapadt források újraéledhettek, így a szárazulati környezetre utaló rétegbetelepülésekre újabb édesvízi mészkövek rakódhattak le. Nagy méretű tavi előfordulások (pl. Süttő) elsősorban a csapadékosabb időszakok miatt fennálló nagyobb forráshozam következtében jöhettek létre.

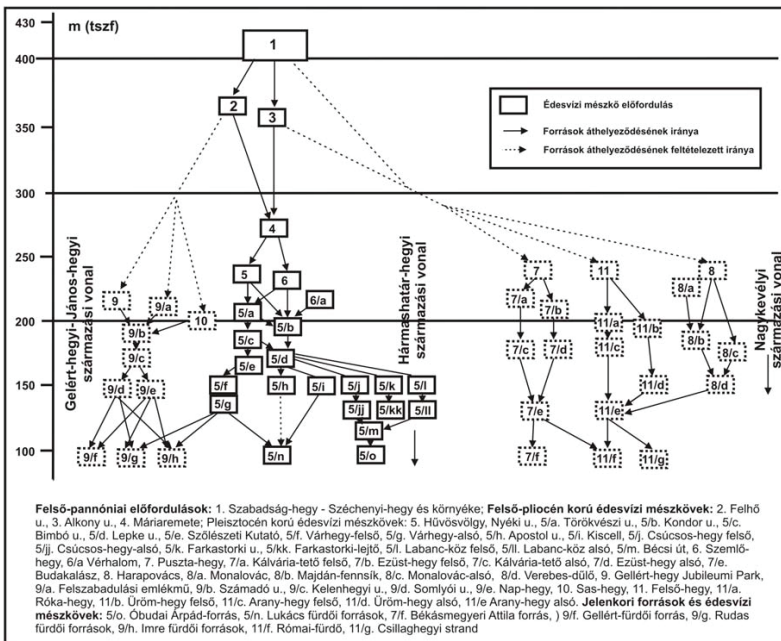
VI. 5.2. Irodalmi áttekintés (korábbi paleokarsztvízszint modellek)

A XX. század elejétől fogva számos irodalom (pl. Schréter 1912a,b) foglalkozott a Budai-hegység termálforrásaival, valamint az édesvízi mészkövek és a Duna-teraszok közötti kapcsolattal (Schafarzik 1928, Schafarzik és Vendl 1929, Schréter 1953, Scheuer és Schweitzer 1988c). Az első budai-hegységi és a gerecei karsztvízszint térképek - amelyeken már fel volt tüntetve a karsztvíz mélysége és áramlási iránya - Szádeczky (1948) és Jaskó (1959) nevéhez fűződtek (**6.5-1. ábra**). A viszonylag kevés rendelkezésre álló koradat ellenére Scheuer (1996a), később pedig Korpás (1998, 2002) is megkérdőjelezte a terasz-modell használhatóságát a Gerecse és a Budai-hegység esetében. A pleisztocén karszthidrologiai jellemzők kifejlődése, a paleokarsztvízszintek ugyanis az édesvízi mészkövek alapján jóval bonyolultabb dinamikát mutatnak, mint ahogy azt a terasz-modell megalkotója (Schafarzik 1928) és későbbi továbbfejlesztői (Schréter 1953, Pécsi *et al.* 1988) feltételezték. A legutolsó, paleokarsztvízszint rekonstrukcióval foglalkozó tanulmány Scheuer (2004d) nevéhez fűződött, aki karsztvízszint térképek és édesvízi mészkő előfordulások segítségével tett kísérletet a két hegység pleisztocén paleokarsztvízszint változásainak jellemzésére. Jaskó (1959) recens karsztvízszint térképéből kiindulva, az édesvízi mészkövek települési helyzete alapján Scheuer (2004d) feltételezte, hogy a Budai-hegységben a karsztvíz áramlási iránya a pleisztocénben is a maival megegyező volt, és a források az erózióbázis irányába vándoroltak. Jaskó (1959) térképe (6.5-1. ábra) szerint a karsztvízszint 130 m tszf volt a Budai-hegység nyugati

peremén, és kelet felé fokozatosan csökkent a 110 m tszf magasságig, ahol részben keveredett a keleten felfelé áramló termálvízzel, részben pedig a mély termál karszt rendszer felé áramlott a Duna keleti oldalán (Schafarzik 1928). Mindezek alapján (figyelembe véve a legmagasabb karsztvízszintet és az erózióbázishoz tartozó szintet) Scheuer (2004d) 20-30 m-re becsülte a karsztvízszint esését a jelenlegi karszt-hidrológiai és klimatikus feltételek mellett. Scheuer (2004d) szerint a Budai-hegységben a paleohévíforrás tevékenység a kora-pleisztocén késői szakaszában (mintegy 1-1,2 millió éve) indult meg és a paleokarsztvízszint a korapleisztocénben mintegy 180-190 m tszf-i magasságon lehetett, majd a Holocénig 70-80 m karsztvízszint esés ment végbe.

VI. 5.3. A barlangi képződmények és a paleokarsztvízszint kapcsolata

A Rózsadombi barlangok többsége a felső-eocén Szépvölgyi Mészköben alakult ki, míg egyes barlangok alsóbb szintjei már a triász Mátyáshegyi Mészköben, a felső járatok esetenként Budai Márgában képződtek. A kutatók zöme (Pávai-Vajna 1932, Jakucs 1948, Leél-Össy 1957, Kovács és Müller 1980, Krausz 1983, Takácsné Bolner és Kraus 1989, Nádor 1991) a rózsadombi barlangokat hidrotermás eredetűnek tartja. A barlangokat magukban foglaló hegytömegek kiemelkedése (az emelkedés szakaszossága) és az erózióbázis (klimatikus okokból történő) süllyedése a keveredési zónák áthelyeződését eredményezte, aminek következtében többszintes barlangrendszerek jöhettek létre. Ahol több idő állt az oldódás rendelkezésére (mert a keveredési zóna viszonylag hosszabb ideig tartózkodott közel azonos tengerszint feletti magasságban) ott nagyobb belső méretű járatszelvények alakultak ki (Leél-Össy 1995). A középső- és felső-pleisztocén folyamán a barlangképződési időben nagyrészt a Szépvölgyi Mészköben húzódtott a keveredési zóna, ezért itt alakult ki a rózsadombi barlangjáratok többsége. Az oldódás megszűnése után számos ásvány vált ki, amelyek egy része valószínűleg még a barlangot kitöltő melegvízből származtatható (pl. lemezes kalcit), más része pedig a hegység kiemelkedése, a járatok szárazzá válása után keletkezhetett (pl. gipszbevonatok, cseppkő, stb.) (Leél-Össy 1995). A termálkarsztos barlangok kalcit és aragonit ásványai szintén őrizhetik a karsztvízszint egykori helyzetét, mivel a barlang egyes szintjei az egykori karsztvízszinteknek megfelelően alakultak ki. Például a József-hegyi barlang járatrendszere 120 és 180 m tszf-i magasság között helyezkedik el, és egybeesik a III-t-IV terasz-, és T1-T4 travertín-szintekkel. A József-hegy barlangi karbonátjainak kormeghatározásával Leél-Össy (1997), valamint Leél-Össy és Surányi (2003) megállapították, hogy 350 ky-vel ezelőtt a karsztvízszint a barlangban 185 méteren lehetett, míg 66 ky-vel ezelőtt a legelső járatszint alján, 122 méteren húzódtott. Ha ezekkel az adatokkal összevetjük a dolgozat keretei között a terület édesvízi mészkövein végzett U/Th sorozatos kormeghatározások eredményeit, akkor láthatjuk, hogy a Rózsadomb területéről, a József-hegyi barlang közeléből származó, 170-180 m tszf-i magasságon található édesvízi mészkövek (Apostol u., Szőlészeti Kutatóintézet, Barsi u.) kora szintén 350 ky-nek adódott (5-11. táblázat). A karsztvízszint süllyedés sebességéből



6.5.-2. ábra: A Budai-hegységi hévforrások származási vonalának Scheuer és Schweitzer (1988c) által felvázolt képe.

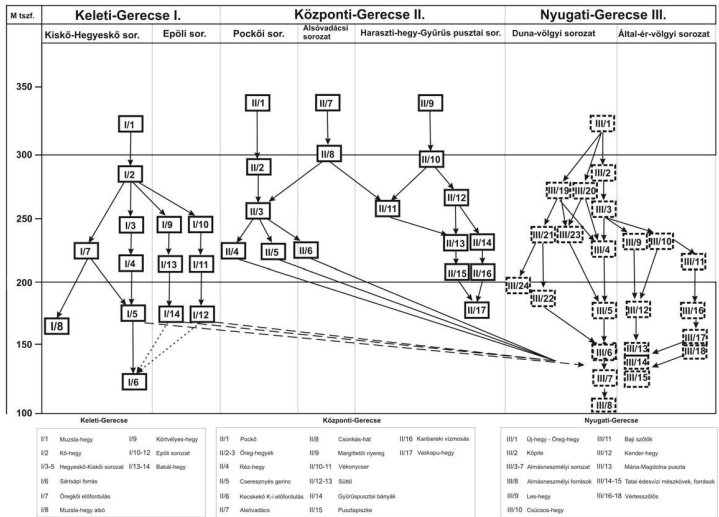
Ruszkiczay-Rüdiger *et al.* (2005a,c) a Duna bevágódási rátáját (0,23 mm/év) is meghatározták, ami a teraszok és édesvízi mészkövek korábbi irodalmi adataiból ugyanerre az időszakra számított bevágódási rátánál kissé nagyobbak adódtak.

VI. 5.4. A paleokarsztvízszint csökkenésének rekonstrukciója a Budai-hegységben (korábbi modell)

A Dunántúli-középhegység vízháztartásával Csepregi (in Alföldi és Kapolyi 2007) foglalkozott. A Dunántúli-középhegység főkarsztvíztárolója a 10 000 km² területet is eléri, és 90 %-át a felső-triász Földolomit és Dachsteini mészkő alkotja. Csepregi (in Alföldi és Kapolyi 2007) a beszivárgási területek alapján a Dunántúli-középhegységet két jól elkülöníthető területre osztotta. A DNY-i rész a Keszthelyi-hegységet, a Bakonyt és a Balaton-felvidéket, az ÉK-i rész a Vértes, Gerecse, Pilis, Budai-hegységet foglalja magába, de a két területet elválasztó Móri-árok nem jelent hidraulikai válaszvonalat. A 20. sz. első felében az egykori források fakadási szintjei a bányabeli mérési adatok és karszt kutak nyugalmi szintjei alapján a Vértesben 155-160 m, a Gerecsében 140-150 m, a Pilisben 120-125 m, a Budai-hegységben pedig 120-130 m voltak, tehát az eredeti karsztvíztükör DNY-ÉK-i irányban fokozatosan ereszkedett a középhegység erőziónázisa, a Duna felé. Az ÉK-i rész dinamikus vízkészletét a Magas-Bakony felől áramló mintegy 25 m³/perc vízhozam növelte. A kiemelt hegységroögökbe beszivárgó víz a medence területek felé áramolva a hegységperemeken langyos, és melegforrások formájában jutott a felszínre (pl. Zámoly, Tata, Dunaalmás, Esztergom, Sárísáp, budapesti termálkarszt források). Az Észak-Bakonyi-Gerecsei (jórészt fedett) vízgyűjtő a Magas-Bakonyt és a Gerecse Ny-i felét a Dunáig foglalja magába. Az ÉK-Dunántúli víztest területét a Gerecse É-i, D-i és K-i területei, és a Budai-, valamint a Pilis-hegység karsztos tömbje alkotja.

A budai hévforrás-rendszer része a Dunántúli-középhegység nyitott karszt-hidrodinamikai rendszerének, és a hévforrások tápterülete a Budai-hegységen túl terjed a Pilis, a Gerecse és a Vértes-hegység egyes részeire is. A Budai-hegység, a Pilis, a Gerecse és a Vértes ma is felszínén levő triász karbonátos kőzeteinek nagy többsége már a felső-pannonban is felszínén volt, és a budai hévforrásoknak már a felső-pannonban a maival megközelítően egyező vízgyűjtő területe lehetett (Scheuer és Schweitzer 1988c). A pliocén előtti mészképző paleo-hévforrás tevékenység a Budai-hegységben erősebb volt, mint a gerecsei területeken. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint a kezdeti felső-pannoniai jelentős paleohévforrás tevékenységet követően hidrológiai átrendeződés indult meg a Budai-hegységben. A felső-pliocén erőteljes epirogén emelkedő mozgásai következtében a forráskilépési helyek É-i és K-i irányba vándoroltak, a karsztvízszint 40-50 métert esett, és a források mélyebb szinten három helyen (Alkony u., Felhő u., Máriaremete, **(6.5-2. ábra)**) kezdték meg működésüket (Scheuer és Schweitzer 1988). Az előfordulások relatív korára főként a rétegtani és morfológiai helyzetük alapján következtettek.

Pécsi (1959) szerint a felső-pliocén végén és a negyedidőszak elején (Csarnótánium, Villányium) megjelent a Duna a Pesti-síkságon, majd elkezdte építeni hatalmas hordalékkúpját és ettől kezdve a Duna szintje vált a Budai-hegység lepusztulásának erózióbázisává. A hegység további szakaszos emelkedésének hatására a már korábban kialakult nagyobb völgyrendszerek (Német-völgy, Ördög-árok-völgy, Solymári-völgy, Dera-patak-völgy) erőteljes bevágódása indult meg. A kiemelkedés mértékére a 370 és a 240 m-es mészkőszintek különbségéből következtetett Scheuer és Schweitzer (1988c). A harmadkori üledékek által elfedett karsztfelszínek újabb részeinek exhumálása következtében mélyebb szinteken indult meg a forrásműködés. Scheuer (2005) leírása alapján a Budai-hegységben a pliocén végén és a pleisztocén alsó felében kb. 2,6-1,1 millió évek között paleohévíforrás működés forrásmészkővel nem igazolható, de a pleisztocén második felében megindult egy dinamikus mészképző paleohévíforrás tevékenység, amely kisebb intenzitással még napjainkban is tart. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint az alsó-pleisztocénben a hegység K-i szegélyén hatalmas forrástevékenység mutatható ki, amit számos nagy, 170-235 m tszf-i magasságon elhelyezkedő édesvízi mészkő előfordulás (pl. Budakalász, Felső-hegy, Üröm-hegy, Arany-hegy, Majdán-fennsík stb.) bizonyít. Ezek közül az egyik legismertebb és legjobban tanulmányozott előfordulás a Budakalász, Monalóvác-hegyi kőfjítő (Kormos és Schréter 1916, Schréter 1953, Schafarzik 1928, Jánossy 1961 és 1979, Krolopp 1966, Scheuer és Schweitzer 1988c, Kovács 1995, Korpás 2003a, Kele 2003). Korpás (2003a) és Lantos (2004) a budakalászi édesvízi mészkő képződésének első fázisát az alsó-pleisztocén végére, a Matuyama kron Jaramillo eseményére (kb. 1 millió évvel ezelőttre!) helyezte. Jánossy (1979) faunavizsgálatai alapján a 220-210 m-en, és 193 m-en található édesvízi mészkövek Üröm-hegy, Gellért-hegy az alsó Biharium idejére (alsó-pleisztocén végére) tehetőek, de szintén az alsó-pleisztocénre tették a 170-230 m tszf-i magasságok között települő békásmegyeri édesvízi mészkő előfordulások (pl. Kálvária-tető, Felső-hegy, stb.) korát is. Korpás (2003a) szerint számos, az alsó-pleisztocén felső részében működő termálforrás lépett újra működésbe, második generációs édesvízi mészkő rétegeket hozva létre (pl. Budakalász, Majdán-fennsík, Buda-Vár-hegy). Ezeknek a korábban azonos korúnak tartott, ún. „második generációs” édesvízi mészköveknek a jelenlegi települési magassága között azonban 70 m különbség figyelhető meg (Budakalász 230 m tszf; Buda-Vár-hegy 160 m tszf), ami nagy valószínűséggel tektonikai okokra vezethető vissza. Scheuer (2004d) ebből azt a következtetést vonta le, hogy a karsztvízszint az alsó-pleisztocén végén 165-175 m tszf között lehetett, a klímaváltozás által előidézett vízszintváltozást, és a tektonikai mozgásokat is figyelembe véve. A Budai-hegység középső részén, a Szépvölgy és az Ördögárok völgye között a Rózsadombon, a Lukács és a Császárfürdő forrásai felett 190-240 m tszf-i magasságon szintén található korábban alsó-pleisztocén tartott édesvízi mészkövek (Schafarzik 1928, Schréter 1953, Scheuer és Schweitzer 1988c). Scheuer (2004d) a magassági adatokat figyelembe véve az alsó-pleisztocén felső részére 180-190 m tengerszint feletti magasságra tette a paleokarsztvíz szintjét, bár helyenként alacsonyabb szinteken is előfordult édesvízi mészkőképződés.



6.5.-3. ábra: A Gerecse hegységi hővorrások származási vonalának Scheuer és Schweitzer (1988c) által felvázolt képe.

A Budai-hegység K-i peremén alacsonyabb szinteken (150-120 m) található kisebb édesvízi mészkő előfordulások (pl. Kiscell) Scheuer (2004d) alapján már a középső-pleisztocén karsztvízszint csökkenést jelzik. A középső-pleisztocén során a karsztvízszint és a karsztforrások 140-155 m tszf-i magasságban voltak. A felső-pleisztocén paleokarsztvízszintet számos előfordulás (pl. Buda-Vár-hegy, D-i oldal) jelzi 120-140 m tszf-i feletti magasságban (Scheuer 2004d). A termálforrások jelenlegi kilépési szintje a pleisztocén vége – holocén eleje körül alakulhatott ki (Schafarzik 1928). A holocén alatt csak néhány termálforrás (Csillaghegy, Római-fürdő, Rudas-fürdő) esetében képződött édesvízi mészkő, kis kiterjedésben és vastagságban (pl. Római-fürdő, 1-2 m) (Scheuer és Schweitzer 1988c). A Budai-hegység K-i peremén, a Duna mentén közvetlenül a karbonátos kőzetekből, illetve törmelékes üledékeken keresztül az alacsony hőmérsékletű termálkarszt recens termálforrásai törnek fel jelentős hozammal, különböző forráscsoportokban (Papp 1957). A legalacsonyabban a Duna medrében feltörő szőkevényforrások lépnek elő, és a legismertebb ilyen források a Gellért-hegy lábánál fakadnak a Dunában (90-94 m tszf). A budapesti hévizes karsztforrások víze kevert karsztvíz. A hegység körüli mély karbonátos kőzetek felől áramló meleg, nagy oldott sótartalmú hévíz keveredik a hegységből a perem felé mozgó hideg, vagy langyos karsztvízzel. A karsztrendszer megcsapolási pontja természetes körülmények között átlagosan 90-113 m tszf-i magasságon van.

VI. 5.5. A paleokarsztvízszint csökkenésének rekonstrukciója a Gerecsében (korábbi modell)

A Gerecse legidősebb édesvízi mészkő előfordulásai (Muzsla-hegy, Csonkánhát, Margit-tető, Pockó, Dunaszentmiklós) egy ÉK-Dny-i irányú vonal mentén sorakoznak 330-340 m tszf-i magasságon (Scheuer és Schweitzer 1988c). Paleoforrások ennél magasabb szinteken (korábban) is működtek, azonban forrásmészkövet nem, csak barlangokat (pl. Pisznice, 460 m tszf) hagytak maguk után. Ezek a barlangok a felső-pannóniai alevet alsó részénél mindenképpen idősebbek, és akár felső-miocén korúak is lehetnek (Scheuer és Schweitzer 1988c). A felső-pannóniai beltő a Gerecsét É-ről, Ny-ről és D-ről fogta közre, abráziós színleket és deltakavics sorozatokat hagyva maga után. A felső-pannóniai édesvízi mészkövek egy része ezekre a sorozatokra települt (Scheuer és Schweitzer 1988c). A felső-pannóniai alevet középső és felső részében keletkezett abráziós teraszokon a Pockó (330 m), Margit-hegy (340 m), Öreg-hegy (330 m) és az Alsóvadács (340 m) előfordulások települnek (**6.5-3. ábra**). Ezeket az előfordulásokat Kretzoi és Pécsi (1982) a Sümegiumba (lásd 6.3-1. táblázat) sorolta.

A felső-pliocénben a Nyugati és Keleti Gerecsében igen jelentős karsztforrás működés volt a jellemző, nagy kiterjedésű tavi eredetű édesvízi mészkő összletek keletkeztek, a víz-készlet pedig aránylag egységesen oszlott meg a hegység egyes részei között. Scheuer és Schweitzer (1981a) szerint ekkor keletkezett a Nyugat-Gerecsében a dunaszentmiklósi Új-hegy-Öreg-hegyi és a Kőpítei, a Kelet-Gerecsében pedig a Muzsla és a Kő-hegyi édesvízi

mészkk előfordulás. A klíma meleg és csapadékos lehetett, és az intenzív mészkképződés Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint vulkáni utóműködéssel is kapcsolatban állhatott. A Központi-Gerecsében ebben az időszakban Scheuer (1999a,b) csak kisebb forrástevékenységet valószínűsített.

Az alsó pleisztocén alsó részében a paleokarsztrendszer fejlődése szempontjából az É-i erózióbázis volt fontos, mivel a fedett termálkarszt blokkjai exhumálódhattak, és a hideg karszt északra tolódott (Scheuer 2004d). Az alsó-pleisztocénben a Központi-Gerecse északi része lett a megcsapolás területe, és jelentős kiterjedésű és vastagságú édesvízi mészkkövek keletkeztek (pl. Süttő, Gyűrűpuszta) (Scheuer 1999b.). Scheuer (2004d) szerint a legkorábbi pleisztocén édesvízi mészkkövek 290-230 m tszf-i magasságon helyezkednek el, ami azt sugallja, hogy a pleisztocén elején a virtuális paleokarsztvízszint a hegység pereménél 290 m tszf-i magasságon lehetett. A korábban alsó-pleisztocénnek tartott édesvízi mészkkövek jelenlegi magasságát és a tektonikai mozgások hatását figyelembe véve Scheuer (2004d) szerint az alsó-pleisztocén karsztvízszint 240 és 260 m között volt, de esetenként ennél mélyebb kiáramlási pontok is előfordulhattak.

Az alsó-pleisztocén második felében megkezdődött a terület hidrodinamikai átrendeződése, és karsztrendszer fejlődése az oldalvölgyek felé tolódott. A korábbi karsztforrások kiszáradtak, és alacsonyabb szinteken, 180-210 m tszf-i magasságon kezdtek újra működésüket (Scheuer 2004d). A forrásműködés, és az édesvízi mészkképződése, amely a hegység É-i részét jellemezte, fokozatosan megszűnt, mivel a hegység É-i részén a Duna nem exhumált olyan karbonátos blokkokat, amelyekből új források fakadhattak volna. Ezért a források az oldalvölgyekbe helyeződtek át, ahol a karbonátos blokkok pozíciója lehetővé tette a víznek felszínre vezetését. Esetenként az alsó-pleisztocén mészkképző karsztforrások is újraaktiválódtak (Süttő), újraindítva az édesvízi mészkképződését. Az alsó-pleisztocén utolsó fázisában képződött édesvízi mészkkövek a paleokarsztvízszint többszintűvé fejlődésére utalnak (Scheuer 2004d). Az alsó-pleisztocén felső részében a karsztvízszint 180-210 m tszf-en volt.

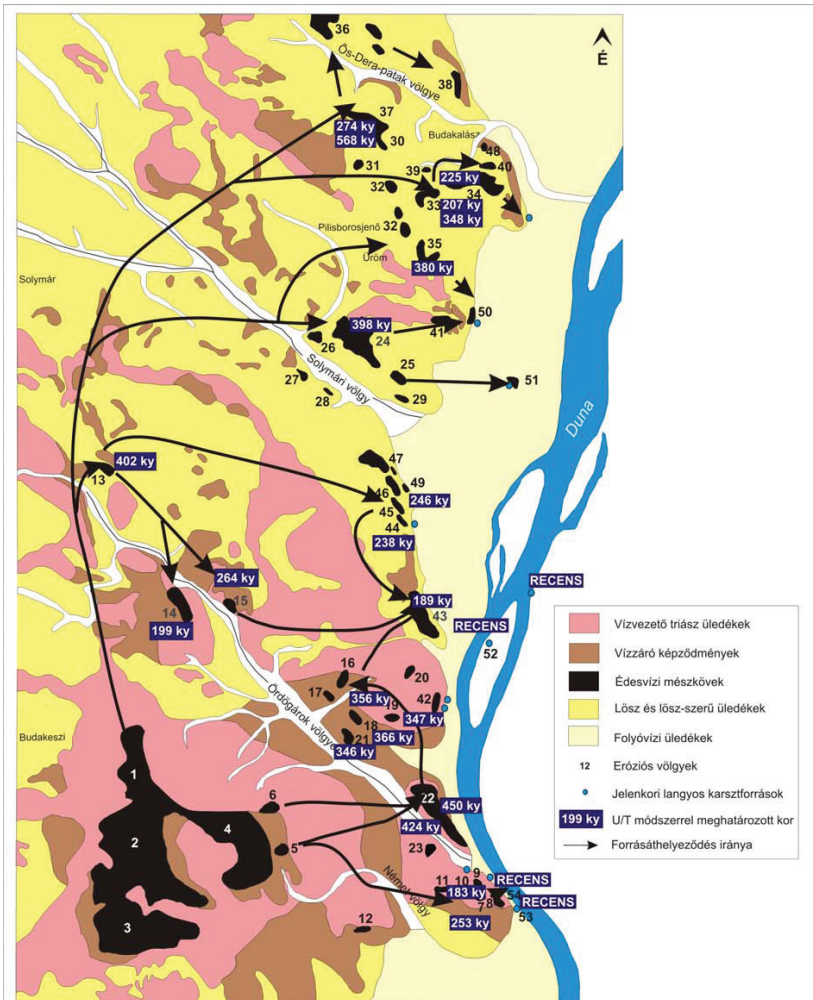
A pleisztocén második felében jelentős vízkészlet csökkenés ment végbe a Gerecsében. A középső-pleisztocénben a Központi-Gerecse forrásai elapadtak, és súlyponti területté vált a Nyugat-Gerecse, az Által-ér völgye (Scheuer és Schweitzer 1988c). A Nyugati Gerecsében É-D irányú termálvonal képződött kb. 1 millió évvel ezelőtt, amely mentén mind a mai napig termálforrások törnek fel.

A felső-pleisztocénben és a holocénben a Keleti-Gerecse forrásai majdnem teljesen elapadtak, és a karsztvíz Tata környékén lépett ki a felszínre (Scheuer és Schweitzer 1988c). Az Által-ér völgyének felső-pleisztocén édesvízi mészkköveit tanulmányozva, az egyidős édesvízi mészkkövek alapján többféle vízszint létezett. A karsztvízszint rendszer fokozatosan közelített a mai állapothoz (a jelenlegi erózióbázis, a Duna és az Által-ér irányába), és a középső-pleisztocén vízszint (145-170 m tszf) részben átfedte a felső-pleisztocén vízszinteket.

A Gerecsében a recens karsztforrások körül jelentős édesvízi mészkké előfordulások találhatóak különböző (110-140 m) tszf-i magasságon, amelyekkel számos szerző foglalkozott

(Horusitzky 1923, Schréter 1953, Scheuer és Schweitzer 1988c, Kele *et al.* 2006). Tata belvárosában, az Öreg-tó K-i felén jelentős kiterjedésű pleisztocén-holocén édesvízi mészkő található, amely a parton 4-6 méteres falat alkot, és tovább folytatódik a tó fenekén (Scheuer 2004d). Ezt az előfordulást a Cseke-tó forrásai, illetve azok ősei rakták le és a szedimentáció egészen az 50-es évekig tartott. Ezen kívül édesvízi mészkövek képződtek a Fényesforrásoknál és az Angol-kertben is, különböző tszf-i magasságon.

A Gerecse területén a jelenlegi karsztvízszint kétirányú karsztvízfolyást és gradienst jelez (Scheuer 2004d). A karsztvízszint a hegység központi részétől a Duna felé (D-től É-felé) haladva 150 m-ről 110-115 m-re csökken és a karsztvíz áramlása északi irányú (Jaskó 1959). Scheuer (2004d) alapján a hegység belső részein, a fedetlen karszt területen, a Gerecse csúcsának (633 m) közelében 150 m magas karsztvíz „domb” van, ettől északi irányba haladva a karsztvízszint fokozatosan csökken, amíg el nem éri a Duna 110-115 m-es szintjét. A karsztvíz ekvipotenciális vonalainak alakja a mélykarszt felé irányuló vízfolyást jelez, fiatal vízzel táplálva a cirkulációt. A hegység belseje felől a karsztvíz Ny-ÉNy-felé, az Által-ér irányába áramlik, ami a tatai források által okozott depresszióknak és a karszt nem-egységes vízvezető képességének köszönhető. Scheuer (2004d) szerint ez lehet a magyarázata annak, hogy a legalacsonyabb térszínen előforduló forrásoknak a Duna mentén (Csokonai-forrás) kisebb a hozamuk. A gerecsei termálkarszt alacsony hőmérsékletű (17 és 25 °C) forrásai jelenleg csak a hegység nyugati peremén (Tata és Dunaalmás térségében) találhatóak. A tatai források a múlt század első felében jelentős hozammal (100 000 m³/nap) működtek, de hozamuk a bányászat karsztvíz kiemelése következtében erősen lecsökkent (lásd Geológiai háttér c. fejezet). Ezen a területen a mélykarsztból feláramló termális karsztvíz keveredik a hideg karsztvízzel. A források esetenként közvetlenül a mezozoós karbonátból, vagy az üledékeken (édesvízi mészkövek, folyóvízi kavics és homok) keresztül lépnek a felszínre. A források egy része az Által-ér medrében (Fényes-források), míg a másik része az Által-ér völgyének megemelt peremi területein (Cseke-tó források) tör fel, tehát különbségek vannak a források magasságában (120, illetve 140 m). A források jelentős magassága azzal a ténnyel magyarázható, hogy a fő erózióbázis mentén a felszínen és a felszín közelében hiányoznak azok a nagy vezetőképességű karbonátos kőzetek, amelyek biztosítani tudnák a felfelé áramlást és a karsztvíz kilépését (Scheuer 2004d). A recens analógia alapján nem lehet kizárni, hogy a pleisztocén során is előfordulhatott, hogy a források egy időben különböző magasságon ülepítettek édesvízi mészkövet. Az É-D irányú gerecsei termális vonalon Dunaalmásnál, közvetlenül a Duna árterületén, 109 m tszf-en található a Csokonai-forrás, de termálforrások még a Szlovákiai oldalon (Patpuszta) is előfordulnak (Scheuer 2004d). Horusitzky (1923) szerint a termálforrások különböző korúak: az idősebbek felső-pleisztocén korúak és Tata magasabb, É-i részén találhatóak, míg a fiatalabb források mélyebben, a völgy bázisán lépnek ki.



1. Hármaskút-tető-Normafa, 2. Csillagvizsgáló u., 3. Budaörsi-hegy - Kakukk-hegy, 4. Széchenyi-hegy, 5. Felhő u., 6. Alkony u., 7. Gellért-hegy, Ifjúsági-park, 8. Gellért-hegy, Felszabadulási emlékmű, 9. Gellért-hegy, Számadó u., 10. Gellért-hegy, Kelenhegyi u., 11. Gellért-hegy, Somlyó u., 12. Sas-hegy, 13. Máriaremete, 14. Hűvös völgy, Nyéki u., 15. Hűvös völgy, Kondor u., 16. Törökveszi u. és Törökveszi lejtő, 17. Lepke köz, 18. Vérhalom (Detrekő u., Fillér u.), 19. Bimbó u. és Barsi u., 20. Szemlő-hegy, 21. Szőlészeti Kutatóintézet, 22. Buda-vár-hegy, Halászbástya, 23. Nap-hegy, 24. Üröm-hegy-felső, 25. Arany-hegy felső, 26. Üröm-hegy alsó, 27. Csúcs-hegy dülő felső, 28. Csúcs-hegy dülő alsó, 29. Arany-hegy alsó, 30. Budakalászi köfőjtő, 31. Monalóc-hegy D-i oldal, 32. Pusztá-hegy és Berdó-dülő, 33. Kálvária-tető felső, 34. Ezüst-hegy felső, 35. Felső-hegy, 36. Majdán fennsík, 37. Harapóvács-alsó, 38. Verébes dülő, 39. Kálvária-tető alsó, 40. Ezüst-hegy alsó, 41. Péter-hegy, 42. Apostol u., 43. Kiscelli-fennsík, 44. Farkastorki u., 45. Farkastorki lejtő, 46. Labanc köz felső, 47. Labanc köz alsó, 48. Budakalász, 49. Bécsi u., 50. Csillaghegyi strand, 51. Római-fürdő, 52. Margitsziget, 53. Gellért-táró, Sárosfürdő, 54. Rudas-fürdő

6.5-4. ábra: A Budai-hegységi paleohévforrások átrendeződési képe az U/Th sorozatos korvizsgálatok eredményei alapján, felhasználva Scheuer és Schweitzer (1974a) vázlatos földtani térképét.

VI. 5.6. A paleoforrások térbeli átrendeződésének rövid összefoglalása az édesvízi mészkövek U/Th sorozatos kormeghatározása alapján

Budai-hegység

Az édesvízi mészkövekből mért koradatok csak pontszerű információt nyújtanak egy-egy előfordulás korából, de a minta adott feltáráson belüli helyzete, recens analógiák, és a pontosan datált előfordulások (pl. Budakalász) segítségével a mészkőképződés időtartama az egyes előfordulások esetében többé-kevésbé becsülhető. Ez azt is jelenti, hogy a koradatokból az egyes előfordulások egymáshoz viszonyított kora viszonylag jól meghatározható. Az új U/Th sorozatos kormeghatározások alapján levonható a következtetés, hogy a Budai-hegységben a legidősebb (felső-pannon) édesvízi mészkövek 400 m tszf-i magasság felett találhatóak, a pleisztocén édesvízi mészkövek 100 és 300 m tszf-i magasságon helyezkednek el, míg a recens források kiválásai a Duna jelenlegi szintjén (kb. 96-100 m) képződnek.

Bár az U/Th módszer mérési határa (600 ky) miatt az alsó-pleisztocén mészkövek kora nem határozható meg, több, korábban felső-pliocénnek, illetve alsó-pleisztocénnek tartott mészkőről derült ki, hogy valójában a középső-pleisztocénbe sorolható (pl. Máriaremete, Gellért-hegy, Budakalász, stb.). A dolgozat keretei között végzett korvizsgálatok egyértelműen rámutattak, hogy középső-pleisztocénben nagy mértékű átrendeződés és jelentős hévforrás tevékenység indult meg a Budai-hegységben (**6.5-4. ábra**). A középső-pleisztocénben súlyponti területté vált Budapest É-i része, a Solymári-völgy és az Ős-Dera patak közti terület. Az édesvízi mészkő képződése Budakalász térségében mintegy 550-600 ky körül indult meg és a 180-240 m tszf-i magasságon számos előfordulás (pl. Budakalász, Kálvária-tető, Üröm-hegy, stb.) képződött. Az Ördögárok-völgyében 280 m tszf-i magasságon található máriaremetei előfordulás is mintegy 400 ky-vel ezelőtt keletkezett. A budakalászi édesvízi mészkő képződését követően a vele egy magasságon (230-235 m tszf), de keletebbre levő É-i egységi előfordulásoknál, a Felső-hegyen és a Kálvária-tetőn is bizonyítottan megindult a mészkőképződés. A középső-pleisztocén közepén, a budakalászi mészkővel nagyjából egy időben a Várhegyen is javában képződött a mészkő, és mintegy 350 ezer éve a Rózsadomb területét (160-190 m tszf) is intenzív hévforrás tevékenység jellemezte, amit számos, korábban alsó-pleisztocénnek tartott édesvízi mészkő előfordulás (Apostol u. 347±64 ky, Barsi u. 356±24 ky, Bimbó u. 366±122 ky, Szőlészeti Kutatóintézet 346±79 ky) is bizonyít.

Mintegy 250 ezer éve a források kilépési szintjében ismét csökkenés ment végbe, és a forráskilépési pontok keleti irányban, az ÉNy-DK irányú árkok mentén a bevágódó Duna völgye felé mozdultak el, miközben az egyes területek (pl. Rózsadomb, Gellért-hegy, Vár-hegy) eltérő sebességgel emelkedni kezdtek. Az eltérő sebességű emelkedés bizonyítéka a különböző magasságon található azonos korú mészkövek jelenléte: a 250 ky korú Gellért-hegyi előfordulás a nála jóval idősebb Vár-hegy-i előfordulásnál magasabban található. A máriaremetei előfordulást lerakó források később K-DK-felé, az Ördög-árok völgyében alacsonyabb szin-

ken léptek a felszínre a patak bevágódása következtében mintegy 200-250 ezer évvel ezelőtt, és ekkor képződtek a Nyéki u. (240 m tszf), Kondor u. (213 m tszf) előfordulások. A további relatív vízszintcsökkenés következtében 240 ezer éve a 150-160 m tszf-i magasságon található Farkastorki úton, 180 ezer éve pedig a 140 m-en elhelyezkedő Kiscelli-fennsík is megindult az édesvízi mészkőképződés, ami annak a bizonyítéka, hogy a források a rózsadombi területről ÉK-i irányba vándoroltak. A Rózsadomb, és a tőle É-ra eső terület (Kiscell és Farkastorki út térsége) kiemelkedési rátája megegyező (0,2 mm/év), ezért a két terület édesvízi mészkőveinek települési magassága a paleokarsztvízszint különbségeit, fokozatos csökkenését tükrözi.

A felső-pleisztocéntól a holocénig édesvízi mészkövek jelenléte a Budai-hegységben nem bizonyítható, mivel a korábban 70 ky korúnak tartott Bécsi úti előfordulásról kiderült, hogy valójában a középső-pleisztocén Farkastorki úti előfordulás lecsúszott blokkja. Mindezek következtében csak feltételezni tudjuk, hogy a felső-pleisztocén paleokarsztvízszint 120-140 m tszf-i magasságon helyezkedhetett el. A termálforrások jelenlegi kilépési szintje a pleisztocén vége – holocén eleje körül alakulhatott ki. A középső-pleisztocénhez képest a források mészképző aktivitása jóval kisebb volt és csak kis kiterjedésű előfordulások (pl. Csillaghegy, Római-fürdő, Rudas-fürdő) képződtek 105-110 m tszf-i magasságon. A karsztrendszer jelenlegi megcsapolási pontja természetes körülmények között átlagosan 90-102-113 m magasságban van (pl. Gellért-fürdő, Rudas) és legalacsonyabban a Duna medrében feltörő szökévízforrások lépnek elő.

Gerecse

Annak ellenére, hogy a mai források csak a Nyugat-Gerecse területére korlátozódnak, az édesvízi mészkövek jelenléte bizonyítja, hogy egykor a Központi- és Keleti-Gerecse is súlyponti karsztvízkiáramlási terület volt. A Gerecsében a felső-pannon édesvízi mészkövek nem különülnek el annyira tisztán morfológiailag és települési magasságuk szerint a pleisztocén mészkövektől, mint a Budai-hegységben, és leginkább a 250-350 m tszf-i magasságok között találhatóak (6.3-4. ábra). A Gerecsében 250 m tszf-i magasság felett általában az U/Th módszer határánál bizonyítottan idősebb előfordulások települnek (kivételek alól a Központi-Gerecsében található alsóvadáci előfordulás a 436 ky korával). Az U/Th méréseim alátámasztották, hogy a Gerecsében 150-250 m tszf-i magasságok között általában középső-pleisztocén édesvízi mészkövek találhatóak, de előfordulhat, hogy egy-egy nagy vertikális vastagságú, hosszú időn át képződött előfordulás legidősebb mészköve idősebb az U/Th módszer mérési határánál, így feltehetően a középső-pleisztocénnél is (pl. Dunaalmás-alsó) (5.-12. és 5-14. táblázat). A Gerecse legfiatalabb (az utolsó 100-120 ky során képződött) előfordulásai 110-150 m tszf-i magasságon találhatóak. Kivéteklént csak a Vértesszőlős-középső előfordulás tekinthető 220 ky korával. A fentiekből is látható, hogy a Gerecsében viszonylag jó összefüggés van a mészkövek kora és települési magassága között és az édesvízi mészkövek települési magasságának időbeni csökkenésével a karsztvízszint változásai többé-kevésbé jól

nyomon követhetőek. Tehát a korábbi, geomorfológiai alapú megfigyelések a Gerecsében nagy vonalakban beigazolódtak, bár a mészkövek kora a korábbi irodalmakban feltételezetknél esetenként több millió évvel fiatalabb (6.3-4. ábra).

Az U/Th módszer felső határánál idősebb előfordulások a Gerecse Nyugati-, Központi-, és Keleti részén egyaránt előfordulnak (6.5-5. ábra). A Nyugati-Gerecséből a Kőpíte, a Dunaalmás, Rómái-kőfejtő és a Dunaszentmiklós határában található Új-hegy-Öreg-hegy, Látó-hegy és Meleges-hegy előfordulások sorolhatóak ide. Ezekben az előfordulásokban az a közös, hogy a Nyugat-Gerecse Központi-Gerecse felé eső oldalán, és 250-280 m tszf-i magasságon helyezkednek el. Koruk a középső-pleisztocénnál idősebb, így a korábbi irodalmakban említett felső-pliocén koruk sem zárható ki. A Központi-Gerecse előfordulásai közül egyedül a 200 m tszf-i magasságon található Szágódó kora nem volt mérhető. A Keleti-Gerecsében a 290-320 m tszf-i magasságon elhelyezkedő mogyorósbányai Kő-hegy és Muzsla-hegy édesvízi mészköve a korábbi irodalmak, a települési magasság, és a Kő-hegy esetében az U/Th mérések eredményei alapján is bizonyítottan idősebbek 600 ky-nél, és feltehetően valóban a felső-pliocén idején képződtek. Mindezek alapján jól látható, hogy a **legidősebb forráskilépési helyeket rögzítő édesvízi mészkő előfordulások a Nyugati-, Központi-, és Keleti-Gerecsében a hegység központi részéhez közelebb, és 250 m tszf-i magasság felett helyezkednek el napjainkban.**

A középső-pleisztocén során a forráskilépési pontok a Gerecsében a peremi területek felé (a Nyugati-Gerecsében Ny-ra, a Központi-Gerecsében É-ra, a Keleti-Gerecsében K-re) tolódtak, és a források alacsonyabb szinteken (150-250 m tszf) kezdték meg működésüket. A Nyugati-Gerecsében a Les-hegy (230 m tszf), Dunaalmás-alsó (190-210 m tszf), Vöröskő (224 m tszf) előfordulások képződtek ekkor, de Vértesszőlős térségében (Vértesszőlős Paleolit-telep, 180 m tszf; Vértesszőlős-középső, 144 m tszf), valamint Tatától É-ra, Mária-Magdolna pusztánál (154 m tszf) is megindult a mészkőképződés.

A Központi-Gerecsében a középső-pleisztocénben megfigyelhető a források É-ra történő kihelyeződése. A hegység belsejében elhelyezkedő középső-pleisztocén előfordulások (pl. Alsóvadács: 329 m tszf; Vékonycser: 238 m tszf) képződését követően a tőlük ÉK-re, 225-235 m tszf-i magasságon található Réz-hegy (466 ky) és Öreg-hegyek (391 ky) mészkövei képződtek. Ezek kora az alsóvadácsival megegyező, de a települési magasságokban mégis 100 m különbség mutatkozik. Ez azt is jelentheti egyben, hogy a központi Gerecsében is működtek azok az utólagos tektonikai hatások, amelyek következtében az egykor azonos szinten (a korra jellemző paleokarsztvízszintnek megfelelően) képződött mészkövek különböző magasságokba kerültek. Nem lehet kizárni azt sem, hogy az eltérő települési magasság oka a karsztvízszintnek a hegység központi része felől a peremi területek (pl. északra, a Duna-völgye felé) való lejtése, bár a 100 méteres szintkülönbség a karsztvízszintben soknak mondható. Az alsóvadácsi előfordulás jelenlegi, korához képest magas tszf-i magassága valószínűleg annak köszönhető, hogy a Gerecse központi területe emelkedett a legnagyobb sebességgel a tőle É-ra eső területekhez viszonyítva. A Központi-Gerecse északi részén, a korábban felső-

pliocén-alsó-pleisztocén korúnak tartott (220-250 m tszf-i magasságon található) süttöi édesvízi mészkőről is bebizonyosodott, hogy a középső-pleisztocén során, és annak is leginkább a késői szakaszában képződött, bár a nagy vastagságú és kiterjedésű előfordulás képződésének teljes kora (a képződés kezdete) még ma sem tisztázott.

A Keleti-Gerecsében a középső-pleisztocénben a forráskilépési pontok K-felé vándoroltak a Mogyorósbánya-Öreg-kő-Muzsla-hegy térségből a Kiskő-Hegyeskő gerinc felé, ahol a tokodi (385 ky), majd a Kiskő-Hegyeskői (231 ky) előfordulások képződtek. A Juh-állási előfordulás kora a mészkő szennyezettsége miatt nem volt meghatározható, de az előfordulás képződése a tszf-i magasság alapján valószínűleg a középső-pleisztocénre tehető.

A Nyugati-Gerecsében a felső-pleisztocénben a hévforrás tevékenység és az édesvízi mészkő képződése Tata térségére tevődött át, amit a Porhanyó-bánya közel 100 éves édesvízi mészkőnek képződése bizonyít. Ekkor a Központi- és a Keleti-Gerecse forrásai már elapadtak, illetve mészkőképződés koradatokkal ebből az időszakból nem bizonyítható. A karsztvízszint fokozatosan közelített a mai állapothoz (a jelenlegi erózióbázis, a Duna és az Által-ér irányába). Mintegy 50 ky-vel ezelőtt képződött az Öreg-tó K-i partjánál található édesvízi mészkő, és további - holocén, illetve recens - előfordulások találhatóak a Cseke-tónál az Angol-kertben, a Fényes-forrásoknál, valamint a dunaalmási Csokonai-forrásnál is. Ezek a források és édesvízi mészkőelőfordulások 110-140 m tszf-i magasságon találhatóak. A 70-es, 80-as évek bányászati tevékenysége következtében a tatai források időszakosan elapadtak, de jelenleg újra és egyre növekvő hozammal folytatják tevékenységüket.

VI. 6. Az édesvízi mészkövek stabilizotópos összetételét kialakító tényezők

VI. 6.1. A mikrofáciesek és a képződési környezet szerepe

Amint azt az Elméleti háttér c. fejezetben összefoglaltam, az édesvízi mészkövek stabilizotópos ($\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$) összetételét számos tényező befolyásolhatja, amelyek közül ki kell emelni a klíma (párolgás, víz hőmérséklet), a földtani háttér, és az üledékképződési környezet (mikrofácies típusok) szerepét, valamint a beoldódó karbonát és CO_2 eredetét. A klíma sokszor másodlagosan hat az izotópos összetételre, mivel befolyással lehet a források hőmérsékletére, a növényzetre, az üledékképződés módjára, a csapadék utánpótlására és a talajba történő beszívárgás mértékére, valamint magára a mészkőképződés folyamatára is. Mivel a klíma a különböző korú édesvízi mészkövek stabilizotópos összetételére eltérő módon hat, ezért a stabilizotópos értékekből sokszor a különböző korokra jellemző éghajlati viszonyokra is lehet következtetni, figyelembe véve természetesen az üledékek szedimentológiai jellegét.

A dolgozat keretei között elvégzett stabilizotópos vizsgálatok egy része a már bemutatott recens egerszalóki édesvízi mészkövön készült, ahol a mészkőképződés közben végbeménő izotópfractionációs folyamatokat szabályozó hatások tanulmányozására is lehetőség nyílt (Kele *et al.* 2008a,b). A vizsgálatok alapján lehetővé vált a mészkőképződés során létrejövő, lokális üledékképződési környezetektől függő mikrofácies típusok stabilizotóp-geokémiai alapú elkülönítése. Vizsgálataimmal igazoltam, hogy mind a genetikai, mind pedig a paleohőmérsékleti kérdések megválaszolásához szükséges megtalálni az édesvízi mészkövet lerakó paleoforrások forráskilépési pontját, mivel a stabilizotópos összetételre ott még nem, vagy csak kevésbé hatnak az olyan másodlagos folyamatok, mint a párolgás és a CO_2 kigázosodás. A tatai Porhanyó-bánya felső-pleisztocén édesvízi mészkővének részletes szedimentológiai és stabilizotóp-geokémiai vizsgálatával bebizonyosodott, hogy az egyes üledékképződési fáciesbe (pl. forráskürtő, vízesés) tartozó édesvízi mészkövek stabilizotópos összetételét olyan mértékben meghatározhatja az üledékképződés módja, hogy a szelvény alkalmatlanná válhat szelvény szerinti paleoklimatológiai vizsgálatokra (Kele *et al.* 2006). Jó példa erre a gerecsei Alsóvadács forráskürtőjének karakterisztikusan negatív $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értéke (5-6. táblázat). Megfigyeléseim alapján kijelenthető, hogy szelvény szerinti stabilizotóp-geokémiai alapú paleoklimatológiai megfigyelések levonására leginkább azok az édesvízi mészkő előfordulások használhatóak, ahol a stabilizotópos eltérést okozó, sokszor szabad szemmel, terepi viszonyok között is felismerhető fáciesek nem jelennek meg. A genetikai vizsgálatokkal szemben tehát a paleoklimatológiai vizsgálatok esetén kerülendőek a forrásfel-törési centrumok, vízesések, zuhogók. Ezzel szemben a **szelvény szerinti paleoklimatológiai vizsgálatokra** a viszonylag „homogénebb”, **tavi eredetű édesvízi mészkövek alkalmasak**, ahol az izotópos összetételt kialakító legfontosabb hatások a klíma változásával állnak kapcsolatban.

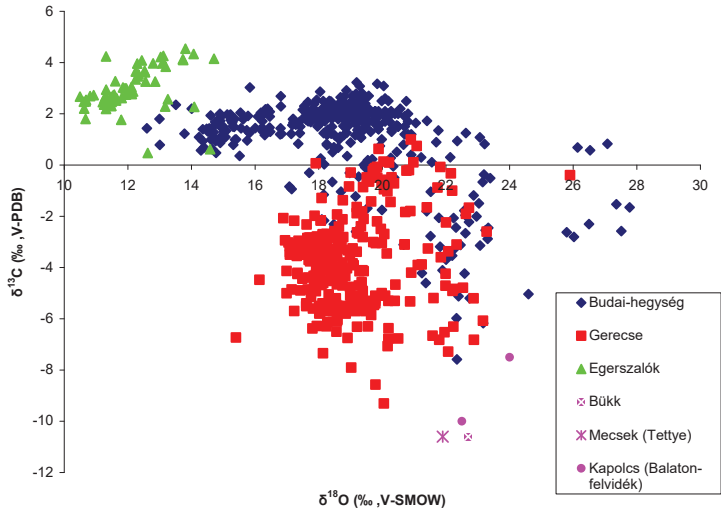
VI. 6.2. A klímaváltozás hatásainak vizsgálata stabilizotópos szelvényeken

A részletes szelvény szerint mintázott előfordulások közül számos esetben a szelvény szerinti stabilizotóp-geokémiai vizsgálatok arra utaltak, hogy az előfordulások izotópos összetételének kialakításában döntő szerepe volt a klímának (a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek közötti korreláció alapján). Utóbbiak közé tartoznak a Gerecséből a Les-hegy, Dunaalmás-római-kőfejtő, Dunaalmás-alsó, Tata Porhanyó-bánya, Vértesszőlős-középső, Süttő, Új-Haraszti kőfejtők, a Budai-hegységből pedig a Vár-hegy, Budakalászi, Felső-hegyi (6.2-1. ábra), Kiscell és Farkastorki út édesvízi mészkövei. Ezekből a szelvényekből azonban a legtöbb esetben mindössze 1 db U/Th koradat állt rendelkezésre, ami alapján részletes paleoklimatológiai következtetések levonása nem volt lehetséges, valamint az egyes szelvények izotópos összetételének részletes tárgyalása túlmutatna a dolgozat keretein. A tatai Porhanyó-bánya esetén a klíma változásának szelvény szerinti rekonstruálása komplex szedimentológiai, stabilizotópos, paleomágneses, pollen és faunavizsgálatok alapján történt (Kele *et al.* 2006), de a klímaváltozás globális eseményekhez való illesztéséhez több és nagyobb pontosságú radiometrikus koradatokat szolgáltatató mérésre lenne szükség.

VI. 6.3. Az édesvízi mészkövek területi eloszlásának és a földtani felépítésnek a kapcsolata

Hazánkban több mint 500 önálló édesvízi mészkő előfordulás ismert, amelyek többsége a felső-miocéntől napjainkig keletkezett (Scheuer *et al.* 1993). Az édesvízi mészkövekben gazdag területek általában olyan földtani felépítésű régiókban találhatóak, ahol a felszínen (nyílt karszt), vagy a felszínnel valamilyen szerkezeti elem segítségével kapcsolatban álló fedett karszt formájában nagy mennyiségű karbonátos kőzettest van jelen. Ezeket a karbonátos kőzettesteket általában mezozoos karbonátos kőzetek alkotják, és hazánkban leginkább a karsztos középhegységeink területén fordulnak elő nagy számban, így az édesvízi mészkő előfordulások is túlnyomórészt ezekhez a régiókhoz köthetők. A travertínok elsősorban a Budai-hegység és a Gerecse jellegzetes édesvízi mészkő képződményei, míg a mésztufák a karsztos hegységeink (Bükk, Aggteleki-karszt, Mecsek) gyakori üledékei. Legismertebb mésztufa üledékeink a Bükkből a Sebesvíz-völgy és a Szalajka-völgy mésztufa gátjai, a Mecsek-hegységből pedig a Tettye mésztufa padjai. Rajtuk kívül még gyakoriak a termálkutak (pl. Bük, Egerszalók, Bogács, Tura, stb.) és termálfürdők (pl. Rudas-fürdő, Dagály-fürdő) körüli kiválások is, valamint az édesvízi mészkövekkel rokon képződmények például a gejziritek (Tihany, Nyereg-hegy).

Az édesvízi mészkövek stabil szénizotópos összetételére hatással lehet magának a víztároló kőzetnek a típusa (pl. Dachsteini mészkő, Földolomit, stb.), valamint azoknak a kőzeteknek (pl. Kösseni Formáció) az izotópos összetétele (beleértve a szerves anyag tartalmát) amelyeket a víz a felszín alatti áramlása során érint, mielőtt a felszínre jutva lerakná a mészkövet. Az áramlás során a víz tehát természetszerűleg áthalad az édesvízi mészkövek fekküjén



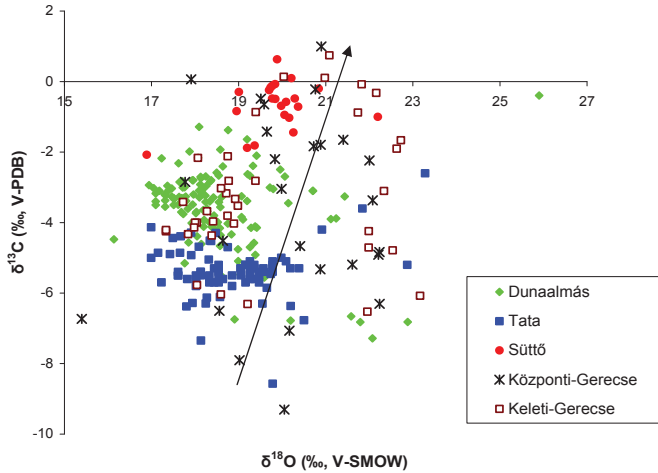
6.6-1. ábra: A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészköveinek, valamint a Bükk, Mecsek és Balatonfelvidék mésztufáinak stabilizotópos értékei.

alkotó kőzeteken, amelyekből további, a későbbiekben kiváló édesvízi mészkő összetételét befolyásoló összetevőket oldhat be. Szintén terület- és klímafüggő a felszint borító növényzet hatása, amely a talajba szivárgó víz izotópos összetételét eltolhatja.

A gerecsei édesvízi mészkövek feküdképződményeivel, az édesvízi mészkövek közvetlen fekvését képező pliocén-pleisztocén kavicsos-homokos összletek alatti üledékekkel Sásdi (2003) foglalkozott részletesen. A triász és jura karbonátos képződmények feletti üledékek általában vízzárónak számítanak és csak néhány rétegük alkalmas a karsztvíz vezetésére és tárolására (Sásdi 2003). Ilyen képződménynek tekinthető a Tatai Mészkő és a Szöci Mészkő Formáció, ezek azonban kis területi elterjedésűek, és a karszttal csak törések mentén érintkeznek. Sásdi (2003) a feküdképződmények alapján különítette el a Gerecse édesvízi mészkő előfordulásait. Vizsgálatai alapján a Betlehemi kőfejtő, Süttő-Haraszti-hegy, és a Dunaalmás melletti előfordulások pannon homokon; a Juh-állás mészköve oligocén homokkővön, homokon és agyagon; a lábatlani Réz-hegy és a mogyorósbányai Kő-hegy édesvízi mészköve eocén brakkvízi, és tengeri üledékeken települ. Az idősebb feküdképződmények is gyakoriak a Gerecseben: Tatán, a Kálvária-domb (triász, jura, kréta); a Kender-hegy (jura); Baji szőlők (triász); Csonkás-hát (triász, jura, kréta?); Süttő (kréta); Margit-tető (kréta). A gerecsei édesvízi mészkő előfordulásokat földtani alapjuk szerint Sásdi (2003) négy csoportba sorolta: 1) A Bajóti-pataktól keletre levő édesvízi mészkövek, amelyek általában kiemelt sasbércek tetején és oldalán keletkeztek (pl. Juh-állás, Kiskő-Hegyeskő, Muzsla-hegy); 2) A Központi-Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak egy része, amely közvetlenül felszínen levő triász-jura kőzetekből fakadó forrásvízből keletkezhetett (pl. Póckő, Csonkás-hát), míg másik részük elképzelhető, hogy a lejjebb levő mészkövek alsóbb szintű, de a forrással azonos korú völgyek tavaiban keletkeztek. Nem zárható ki a kréta vízzáró üledékeket (Berseki Marga, Lábatlani Homokkő) metsző nyílt törésvonalak mentén történő karsztvíz feláramlás sem; 3) A Dunaalmás-Almásneszmély környéki édesvízi mészkövek közül a legmagasabban levő előfordulások alatt pannon, oligocén és kréta kori vízzáró üledékek találhatók. Ezeken a helyeken (Új-hegy, Kőpíte, Római-kőfejtő, Süttő) a kréta és oligocén üledékeket átmetsző törésvonalak mentén áramolhattak fel a forrásvizek, de akár egy távolabbi karsztból is fakadhattak, ez esetben azonban az odavezető meder már lepusztult (Sásdi 2003); 4) A Tata környéki édesvízi mészkövek kiemelt, sasbérc jellegű rögökből fakadó vizekből keletkeztek. Vértesszőlős és Baj térségében felvetődik a hegyesrégió kialakulás lehetősége is.

VI. 6.4. A dolgozat keretei között megfigyelt stabilizotópos területi eltérések magyarázata

A dolgozat keretei között elvégzett stabilizotópos elemzések alapján a Budai-hegység és a Gerecse termális karsztforrásokból kivált édesvízi mészköveinek $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei karakterisztikusan eltérnek a Bükk és a Mecsek hegységek hideg karsztvízből kivált recens mésztufa üledékeitől (**6.6-1. ábra**). A recens mésztufa üledékek (pl. Sebesvíz, Tettye) alacsony szénizotópos, és magas oxigénizotópos értékei az alacsonyabb hőmérsékletű (csapa-

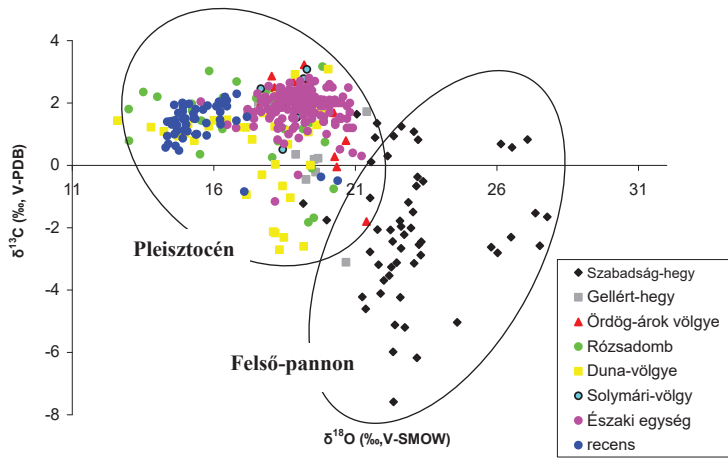


6.6-2. ábra: A Gerecsén belül a szénizotópos értékekben eltérések mutatkoznak az egyes alterületek között. A nyíl a DNy-ÉK irányban megfigyelhető eltolódást mutatja a szénizotópos értékekben.

dékvíz eredetű) víznek, a szerves anyag (erősen negatív szénizotópos összetétel) nagyobb mértékű hozzájárulásának, és a klímával való szorosabb kapcsolatnak köszönhető. Ezek a mésztufa üledékek gyakorlatilag megfeleltethetők a Pentecost (2005) által „meteogén”-ként említett édesvízi mészköveknek. Az egerszalóki termálkút vizéből kivált recens édesvízi mészkő $\delta^{18}\text{O}$ értéke alacsonyabb, mint az imént említett mészköveké és mésztufáké. Az egerszalóki termálvíz szintén a Bükk fennsíkron beszívargó csapadékvizből származik (a bükki mésztufákhoz hasonlóan), azonban a több ezer éves felszín alatti áramlás során a karsztvíz felmelegszik, és $67\text{ }^\circ\text{C}$ -os termálvízként jut a felszínre. Az egerszalóki mészkő alacsonyabb oxigénizotópos értékét tehát (azonos vízösszetételt feltételezve) a magasabb vízhőmérséklet okozza (lásd. Friedman és O’Neil, 1977). Egerszalókon a kifolyási pont körül kivált édesvízi mészkövekből mért $\sim 2\text{ }\%$ -es $\delta^{13}\text{C}$ érték az édesvízi mészkövek normál átlagos összetételének felel meg. Az egerszalóki esetben a $2\text{--}4\text{ }\%$ közötti $\delta^{13}\text{C}$ értékeket (és az egyre pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékeket is) a forráskifolyási ponttól távolodva szerepet kapó másodlagos folyamatok (CO_2 kigázósodás, párolgás, a vízhőmérséklet csökkenése) okozzák, aminek következtében az egerszalóki édesvízi mészkövön mért adatok egy elnyúlt alakot formáznak a 6.6.-1. ábrán. A fenti esetekben tehát a területi eltérést a víz hőmérsékletében mutatkozó különbség, a szerves anyag különböző mértékű hozzájárulása, valamint a másodlagos folyamatok szabályozzák.

A területi eloszlást vizsgálva megállapítható, hogy a Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészköveinek szénizotópos összetételében is jelentős különbségek vannak. A 6.6-1. ábrán jól látható, hogy a Budai-hegységi édesvízi mészkövek szénizotópos összetétele jellemzően $+1\text{ }\%$ és $+3\text{ }\%$ közé esik, míg a Gerecse édesvízi mészkövei ennél jóval negatívabb összetételt mutatva átlagosan $-7\text{ }\%$ és $0\text{ }\%$ között váltakoznak. Az édesvízi mészkövek stabil szénizotópos értékei alapján tehát a két hegység elkülönül egymástól, míg a $\delta^{18}\text{O}$ értékek elsősorban az édesvízi mészkövek korával mutatnak összefüggést. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek elsősorban a területi eloszlásnak megfelelően alakulnak, bár tükrözik az egykori képződési környezet nyomaként fennmaradó különböző mikrofácies típusokat, valamint közvetve az egykori klíma nyomait is. A Gerecse és a Budai-hegység $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek egymástól való jelentős eltérése feltehetően a két hegység forrástevékenységében levő alapvető különbségeknek tudható be, de számos egyéb tényező is állhat a jelenség hátterében úgy, mint felszín alatti tartózkodási idő, illetve áramlási pálya hossza, ami pozitívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékeket eredményezhet az izotóposan nehezebb szénet tartalmazó tengeri mészkövekkel való kontaktus révén.

Az izotópos tartományok az említett hegységeken belül egyrészt az egyes alterületek, másrészt a képződési korok szerint tovább csoportosíthatók. A Gerecsen belül lokális területi eltérések mutathatók ki a $\delta^{13}\text{C}$ értékekben DNy-ről ÉK-i irányában haladva (6.6-2. ábra). A $\delta^{13}\text{C}$ értékek szempontjából átlagban jól elkülönülnek egymástól a Tata környéki édesvízi mészkövek, a tőlük északabbra található Dunaalmás környéki előfordulásoktól, valamint a tőlük K-ÉK-re található Süttő környéki előfordulásoktól úgy, hogy fokozatosan a pozitívabb értékek irányába tolódnak el a hegység belseje felé. A Központi- és Keleti-Gerecse édesvízi mészköveinek szénizotópos értékei nem mutattak összefüggést a területi elhelyezkedéssel. A



6.6-3. ábra: A Budai-hegység édesvízi mészköveinek stabilizotópos összetétele.

Tata környéki édesvízi mészkövek alacsony $\delta^{13}\text{C}$ értékét a szerves eredetű CO_2 hozzájárulása alakíthatta ki, de nem zárható ki a magmás eredetű CO_2 hozzájárulása sem. A szerves anyag forrása akár a Kösseni Formáció is lehetett, bár ezt semmi egyéb bizonyíték nem támasztja alá. A Tata környékén képződött, és alacsony $\delta^{13}\text{C}$ értékkel jellemezhető édesvízi mészkövek közül ugyanis azok az előfordulások, amelyekből nyomelemösszetétel meghatározások készültek (Tata, Öreg-tó Kelet, Vértesszőlős paleolit telep, Vértesszőlős-középső, Mária-Magdolna puszta), nem mutattak eltérést a szerves fázishoz hagyományosan kötődő nehézfémekben a Gerecse többi részéhez képest.

A Budai-hegységben ilyen szép elkülönülés a stabil szénizotópos összetételben az egyes alterületek szerint nem figyelhető meg (6.6-3. ábra), ami nem meglepő, hiszen a mészkövek a Gerecséhez képest jóval kisebb területen belül helyezkednek el. A Budai-hegységben a szén-, és az oxigénizotópos összetétel inkább az előfordulások korával és genetikájával áll kapcsolatban. A Szabadság-hegy környékén található felső-pannóniai édesvízi mészkövek jóval pozitívabb ($+19,2\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +27,8\text{‰}$) oxigénizotópos, és negatívabb ($-7,6\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < 3,2\text{‰}$) szénizotópos értékeket mutatnak, mint a Budai-hegység alacsonyabb tszf-i magasságon található pleisztocén és holocén édesvízi mészkövei (5.5. táblázat). Az eltérés feltehetően a felső-pannóniai és a pleisztocén alatt fennálló különböző képződési körülményeknek tulajdonítható. A felső-pannon édesvízi mészkövek ugyanis csak csendes, a tengerrel időszakosan érintkező lagunákban képződhettek, ahol a karsztvíz-hatás dominált (Scheuer és Schweitzer 1988c, Müller és Magyar 2008), míg a pleisztocén édesvízi mészkövek nagyobb hőmérsékletű termálforrásokból válhattak ki, így $\delta^{18}\text{O}$ értékeik alacsonyabbak. Ezen kívül meg kell jegyezni, hogy pannon és a pleisztocén csapadékvíz (így a termálforrások vizének) $\delta^{18}\text{O}$ értéke különbözhetett, ezért a $\delta^{18}\text{O}$ értékekben megmutatkozó különbség nem tulajdonítható csak és kizárólag a vízhőmérsékletbeli különbségeknek. Említésre méltó még, hogy a pleisztocén és holocén édesvízi mészkövek $\delta^{13}\text{C}$ értéke jóval pozitívabb a felső-pannon mészkövékéénél, ami a beoldódott karbonátos kőzetek dominanciájára utalhat a szerves eredetű, illetve egyéb, ^{12}C -ban gazdag CO_2 forrásokkal szemben.

Az a tény, hogy az egyes hegységek és hegységrészek karakterisztikusan elkülönülő stabilizotópos értékekkel jellemezhetőek, alkamassá teszi a stabilizotópos méréseket (a mikrofácies vizsgálatokkal együtt) az édesvízi mészkövek képződési helyének meghatározására. Az ilyen irányú vizsgálatok elsősorban archeometriai kérdések megválaszolásakor, például egy-egy régi templom újjáépítéskor, rekonstrukciójakor kapnak szerepet, amikor a hiányzó építőelemeket az épület eredeti építőanyagaiból kívánják pótolni.

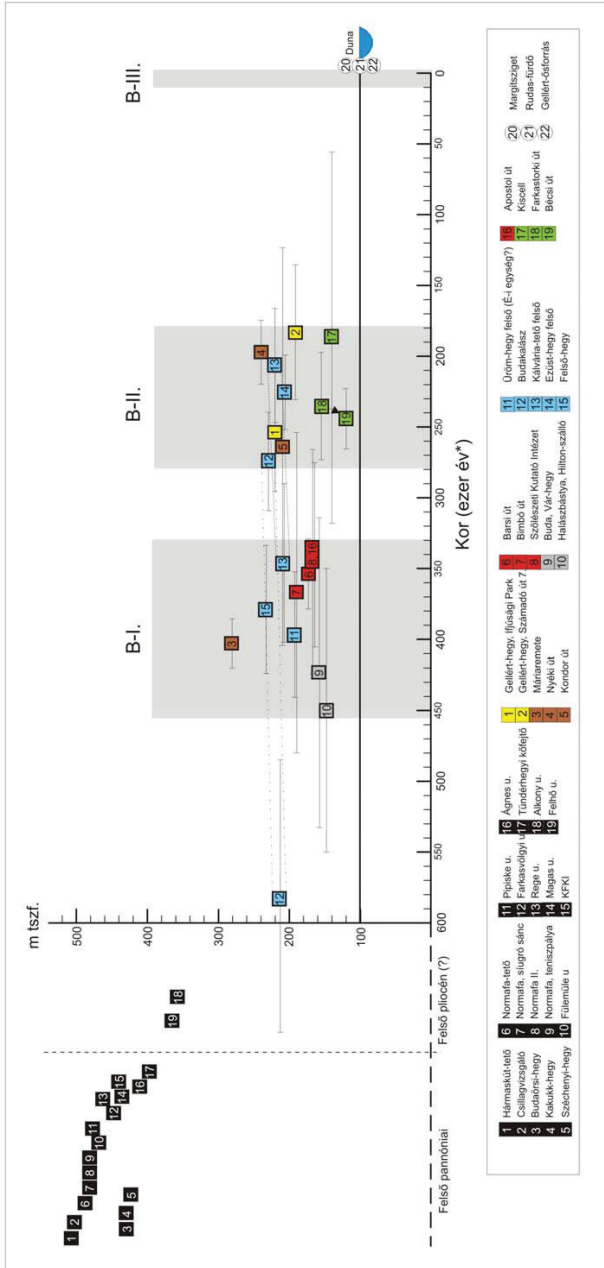
VI. 6.5. A geokémiai osztályozási rendszer alkalmazhatóságáról

Az „Elméleti háttér” c. fejezetben bemutatott osztályozási rendszerek használhatósága a mai napig vita tárgya a témával foglalkozó kutatók körében, ugyanis az egyes kategóriák nem minden esetben alkalmazhatóak egyértelműen. A dolgozat keretei között végigjárt, sta-

tisztítási szempontból is jelentős számú hazai előfordulás petrográfiai és stabilizotópos vizsgálata lehetőséget adott számos olyan megfigyelésre, amelyek alapján a korábbi geokémiai osztályozási rendszer tovább finomítható.

A **geokémiai osztályozási rendszer**, ami Pentecost és Viles (1994) nevéhez fűződik, látszólag a legegyszerűbb rendszer, mivel csak két típust (termál és hidegvíziből képződő travertínókat, illetve mésztufákat) különít el. A CO₂ eredete alapján történő csoportosítás azonban nem mindig használható és számos félreértelmezéshez vezethet, mint azt már korábbi munkáimban (Kele 2003, 2008b) tárgyaltam. Ez az osztályozási mód ugyanis nem igazán nyújt többlet információt a tufák és a travertínók elkülönítéséhez, mivel a meteogén üledékek gyakorlatilag megfeleltethetők a mésztufáknak, míg a termális (termogén) üledékek a travertínóknak. Ily módon a geokémiai osztályozás egyszerűen helyettesíthető lenne a travertínó és tufa szavakkal. Ezen kívül a travertínó $\delta^{13}\text{C}$ értékének értelmezésekor nem ismert az sem, hogy a karbonát széntartalma milyen arányban származtatható a karakterisztikusan eltérő izotópos összetételű CO₂ forrásokból (Turi 1986, Pentecost és Viles 1994) és milyen arányban a beoldódó karbonátból, ami általában pozitívabb irányba viszi el a karbonátképződési folyamat végén kicsapódó édesvízi mészkő $\delta^{13}\text{C}$ értékét. Fontos lenne tehát annak megállapítása, hogy az édesvízi mészkő stabilizotópos összetételének kialakításában a beoldott karbonát széntartalma vagy a vízben oldott CO₂ dominált. Vajon milyen tényezőktől függhet ez az arány?

Egy-egy feltáráson belül számos, egymástól akár jelentősen eltérő stabil szénizotópos értékű fácies található, amely eltérés sok esetben az egykori forráskitörési ponttól (kúp-, illetve kürtőcentrumtól) való távolság függvénye (Kele *et al.* 2006, 2008b). Így a stabilizotópos szempontból „inhomogén” feltárás mintázása során teljesen különböző izotópos értékeket is kaphatunk. Kulcsfontosságú tehát az egykori forráskitörési pont megkeresése a stabilizotópos adatok helyes értelmezéséhez. Az egykori morfológia, a sokszor jellegzetes forráskilépési centrum (kürtő) azonban a legtöbb esetben nem látható a lepusztulás, bányászat vagy épp a bányászat hiánya miatti rossz feltártság következtében. Mindezek következtében érdemes lenne a domináns mikrofáciesek izotópos összetételre gyakorolt hatása alapján is osztályozni az édesvízi mészköveket. Jól definiált stabilizotópos tartományok azonban nem jelölhetők ki a mikrofácies típusok elkülönítésére, mivel a CO₂ és a beoldódó karbontásos kőzet stabilizotópos összetétele területenként és feltárásonként más. Mindezekből adódóan a „geokémiai fáciesek” jelentősége csak egy-egy előforduláson belül lehet információ értékű. A fenti összefoglalóból is látható, hogy óvatosan kell bánni az édesvízi mészkövek termogén meteogén csoportokba (izotópos tartományokba) történő besorolásával.



6.7-1. ábra: A Budai-hegység édesvízi mészköveinek képződési periódusai (B-I., B-II., B-III.) az U/Th sorozatos mérések eredményei alapján, a tengerszint feletti magasság függvényében. A módszer mérési határánál idősebb (telső-pannon?) édesvízi mészkövek feketével, a középső-pleisztocén édesvízi mészkövek színessel lettek feltüntetve. Szinkronok az egyes alterületek szerint: sárga – Gellért-hegy; barna – Hűvösvölgy (Ördögárok-völgye); piros – Rózsadomb; szürke: Buda Vár-hegy; kék – Északi-egység (Solyomán-völgyről északra eső terület); zöld – Kiscell környéke (Duna-völgye).

VI. 7. A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészköveinek paleoklimatológiai vizsgálata

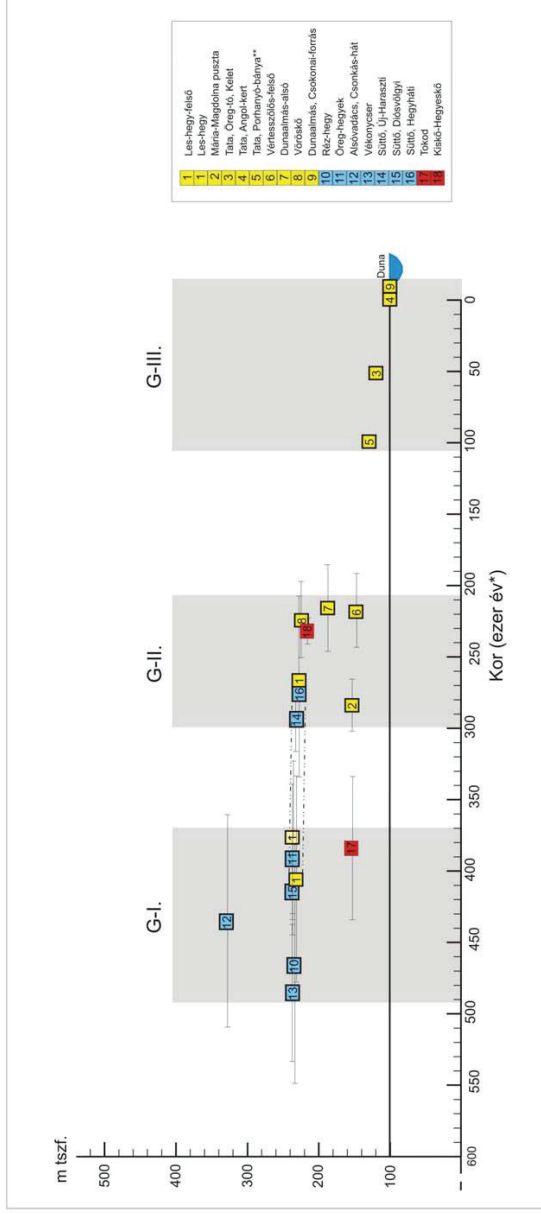
VI. 7.1. Az édesvízi mészkövek képződési periódusai a Budai-hegységben és a Gerecésben

A dolgozatban közölt koradatok (5-10. és 5-11. táblázat) új megvilágításba helyezték a Budai-hegységi és gerecsei édesvízi mészkövek korát. Az U/Th módszerrel mérhető előfordulások többsége a **középső-pleisztocén** idejére, részben pedig a **felső-pleisztocénre** (780 – 13 ky korok közé) esnek és a MIS 19 - MIS 6 oxigénizotópos szakaszokat (MIS = Marine Isotope Stages – Tengeri Izotópos Szakaszok vagy OIS = Oxygen Isotope Stages – Oxigén Izotópos Szakaszok) ölelik fel. A kapott koradatok mindkét hegység esetén 3-3 meghatározott időszakon (**B-I. - B-III., G-I. - G-III.**) belül szórnak, míg a viszonylag nagy számú mérés ellenére bizonyos (esetenként százezer évet is meghaladó) időintervallumokon belül nem volt kimutatható édesvízi mészkőképződés. A dolgozatban közölt előfordulások U/Th adatainak az egyes szakaszokkal való viszonyát az „Eredmények” c. fejezetben már áttekintettem. A Budai-hegységen belül a középső-pleisztocén, intenzív mészkőképződéssel jellemezhető **B-I.** (450 – 350 ky) és **B-II.** szakaszokon (270 – 180 ky) kívül a holocén **B-III.** szakasz jelentős (**6.7-1. ábra**). A Gerecésben mintegy 490 – 370 ky között volt az első (**G-I.**), intenzív mészkőképződéssel jellemezhető szakasz, amit a **G-II.** szakasz (300 – 210 ky) követett, a **G-III.** szakasz pedig a Budai-hegységtől eltérően 100 ezer éve kezdődött (**6.7-2. ábra**).

A 6.7-1 és 6.7-2. ábrákon látható, hogy a mészkőképződéssel jellemezhető időszakok a Gerecésben látszólag mindig korábban kezdődtek, mint a Budai-hegységben. Hangsúlyozni kell azonban, hogy az egyes előfordulások kora nem jellemezhető pusztán egyetlen (a Th szennyezettség miatt átlagosan ± 50 ky pontosságú) korvizsgálattal, mivel azok csak pontszerű információt nyújtanak. Édesvízi mészkövek ugyanis (mint ahogy azt a budakalászi és kálvária-tetői példa is mutatja) nem csak az említett szakaszok során, hanem a köztes időszakokban is képződhetnek, bár a szakaszok között az éghajlati feltételek kedvezőtlenebbé válásával akár hosszabb ideig is szünetelhetett az édesvízi mészkövek képződése. Ilyen éghajlati eseményekre utaló jeleknek tekinthetők a több előfordulásban (pl. Felső-hegy, Kálvária-tető) is megtalált különböző homok, illetve paleotalaj betelepülések, amelyek részletes szedimentológiai, stabilizotóp-geokémiai és korvizsgálata további információkat szolgáltathat az intenzív mészkőképződéssel jellemezhető szakaszok közötti időszakokról. A paleoklimatológiai változások nyomon követését az édesvízi mészkövek kőfejtőkben megfigyelhető szelvényei (pl. Budakalászi) is lehetővé teszik.

VI. 7.2. Interglaciális üledékek-e az édesvízi mészkövek?

Az édesvízi mészkövek általános paleoklimatológiai jelentőségéről, fontosabb képződési időszakairól a **DVD-6.7-1. mellékletében**, a Kárpát-medencei pliocén és pleisztocén éghajlati viszonyainak, flórájának és faunájának rövid leírásáról a **DVD-6.7-2. mellékletében**



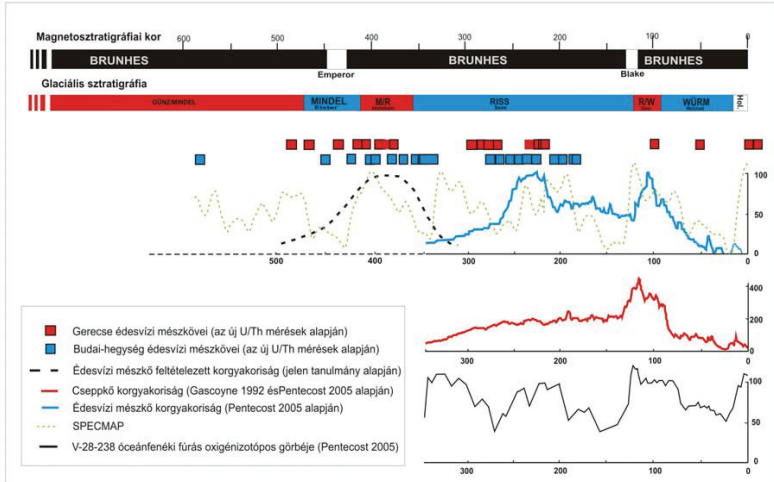
6.7-2. ábra: A Gerecse édesvízi mészköveinek képződési periódusai (G-I, G-II, G-III) az U/Th sorozatos mérések eredményei alapján, a tengerszint feletti magasság függvényében. A Nyugati-Gerecse előfordulásai sárga, a Központi-Gerecse előfordulásai kék, a Keleti-Gerecse előfordulásai pedig piros színnel lettek feltüntetve.

találhatóak háttérinformációk. A hazai kutatók közül Kéz (1965) foglalt egyértelműen állást az édesvízi mészkövek interglaciális kora mellett, és Kriván (1964a) szintén az „interhelyzetek” üledékeinek nevezte őket. Kretzoi (1959) viszont a fenti állításoktól eltérően úgy tartotta, hogy az édesvízi mészkő nemcsak interglaciálisokban, hanem hideg klíma alatt is képződhetett. Ambert (1981) többek között magyarországi tufákat korreláltatott az európai interglaciális periódusokkal, de elismerte, hogy a különböző fázisok korának meghatározása nem egyszerű feladat. Scheuer és Schweitzer (1988c) szerint az édesvízi mészkövek képződése a negyedidőszakon belül nem szűkíthető le csak az „inter” helyzetekre.

Ebből a rövid irodalmi összefoglalásból is látható, hogy már korábban is megoszlottak a vélemények az édesvízi mészkőképződés időszakait illetően. Meg kell azonban jegyezni, hogy az idézett munkák születésekor csak ritkán álltak rendelkezésre radiometrikus koradatok, így a szerzők a következtetéseiket sokszor csak a szedimentológiai bélyegek, valamint a fosszilis flóra és fauna alapján vonták le. Az interglaciálisok során keletkezett édesvízi mészkövek listáját még hosszan lehetne sorolni, de a rendelkezésre álló U/Th koradatok mennyiségének növekedésével a későbbiekben minden bizonnyal egyre több édesvízi mészkőösszletről derül majd ki, hogy nem csak és kizárólag az interglaciálisok ideje alatt képződött. Annak ellenére, hogy hazánkban az édesvízi mészkövek többsége a kvarterben a pleisztocén során képződött, fontos megemlíteni, hogy kisebb mennyiségben, de a holocénban is volt/van mészkiválás (pl. Árpád-forrás környéke, Római-fürdő, Csillaghegy stb.). Recens mésztufa képződés a karsztos hegységeinkben (pl. Bükk, Aggteleki-karszt, Mecsek) és kisebb mészkiválások a termálforrások körül (pl. Gellért-táró ősforrás, Rudas-fürdő) pedig jelenleg is megfigyelhetők.

Pentecost (2005) Hennig *et al.* (1983b) koradatai alapján megrajzolta az elmúlt 350 ezer év édesvízi mészköveinek hibával súlyozott korgyakorisági hisztogramját (**6.7-3. ábra**), és összevetette azt a cseppkövekből mért U/Th sorozatos kormeghatározásokból szerkesztett korgyakorisági görbével, valamint a mélytengeri fúrások foraminiferáin végzett stabil oxigénizotópos mérésekből felállított oxigénizotópos (OIS) szakaszokkal. A görbék egyértelműen korreláltak. Az édesvízi mészkövek koradatai bimodális eloszlást mutatnak, és csúcsaik egybeesnek a legutóbbi két interglaciállissal. Figyelemre méltó, hogy az i.e. 20-40 ezer évvel ezelőtti időszakból mind az édesvízi mészkövek, mind pedig a cseppkövek hiányoznak, többé-kevésbé megfelelve az előző glaciális 22 ezer évvel ezelőtti maximumának. A megfigyelések okai a **pleisztocén klímaváltozásokban** keresendők, ezért érdemes összehasonlítani az édesvízi mészkőképződéssel jellemezhető periódusokat a földtörténeti múlt globális jelentőségű éghajlati eseményeit rögzítő görbékkel.

Ha összevetjük a budai-hegységi és gerecsei édesvízi mészköveken mért koradatokot a Pentecost (2005) által szerkesztett hisztogrammal, akkor jó egyezést láthatunk. A hisztogramon 200 - 260 ky között található gyakorisági maximum (MIS 7 interglaciális) idejére viszonylag sok koradat esik mindkét hegység édesvízi mészköveiből. Meg kell jegyezni azonban, hogy a képződmények korának növekedésével a mérések bizonytalansága is növekszik.



6.7-3. ábra: A Budai-hegységi és gerecsei édesvízi mészköveken mért koradatok összevetése a Pentecost (2005) által 350 ky-re visszamenőleg (édesvízi mészkő és cseppkő koradatokból) szerkesztett korgyakorisági hisztogrammal, feltüntetve a magnetosztatográfiai és glaciális sztratigraphiai skálákat, valamint a SPECMAP és a V-28-238 óceánfenéki fúrás oxigénizotópos görbéit.

szik. A 6.7-3. ábra hisztogramjának legnyilvánvalóbb édesvízi mészkő korgyakorisági csúcsa a 115-125 ky között az utolsó interglaciálisnak (113-127 ky) feleltethető meg (5e izotópos szakasz), és ezen a szakaszon a Pentecost (2005) által Gascoyne (1992) adataiból szerkesztett cseppkő korgyakorisági hisztogram szintén maximumot mutat. Meglepetés viszont, hogy mindössze a Gerecsében található tatai Porhanyó-bánya édesvízi mészkőve képződött ekkor (Riss/Würm interglaciális), míg a Budai-hegységből a holocén és recens előfordulásokon kívül az elmúlt 180 ezer évben édesvízi mészkőképződés nem volt kimutatható! Mivel gyakorlatilag az összes mérhető korú előfordulás korát meghatároztam, így **valószínű, hogy a mészkőképződés 180 ky-tól a holocénig szünetelt a Budai-hegységben**, ami feltehetőleg a forrásműködés (klimatikus okok miatti) szünetelésével, és/vagy a forráskilépési pontok áthelyeződésével magyarázható. A Gerecsében a Tatai Öreg-tó Keleti partjainál találhatóak 50 ky körüli édesvízi mészkővek, de ezt leszámítva az elmúlt 200 ezer évben a Gerecsében sem volt jellemző a mészkőképződés. Ezzel szemben Pentecost (2005) az édesvízi mészkőveken kívül korlátozott számban ugyan, de cseppkőveket is említ az elmúlt (mintegy 100 ezer év hosszúságú) hideg időszak során.

Ugyan a korvizsgálatok pontossága és/vagy az adatok kis száma egyelőre nem teszi lehetővé a nagyobb felbontású események vizsgálatát, az azonban tisztán látható, hogy **bizonyos periódusokban**, mind a Gerecsében, mind pedig a Budai-hegységben **szünetelhetett az édesvízi mészkővek képződése**, ami a klíma mészkőképződés szempontjából kedvezőtlenebbé válásának, a forrástevékenységhöz szükséges csapadék hiányának tudható be az említett periódusok során. Pentecost (2005) ábrája ugyan csak 350 ezer évig ábrázolja az édesvízi mészkővek korgyakoriságát, de a gerecei és Budai-hegységi édesvízi mészkővek alapján **egy újabb képződési maximum sejtethető 400 ky környékén** (6.7-3. ábra). A hisztogramot vizsgálva szembetűnő, hogy bár **az édesvízi mészkővek szinte végig (glaciálisok és interglaciálisok alatt egyaránt) jelen vannak**, bizonyos szabályszerűség figyelhető meg a korgyakorisági maximumok megjelenésében.

Gábris (2007) tanulmányában kísérletet tett a teraszképződés folyamatának a mélytengeri fűrésok oxigénizotóp stádiumaival és a terminációkkal való párhuzamosítására. Az új U/Th koradatok alapján megkíséreltem kapcsolatot találni a Gábris (2007) által részletezett terminációk, a Duna-teraszok kifermálódása, és az édesvízi mészkőképződéssel jellemezhető időszakok között (**6.7-1. tábla**).

A 13. izotópstádiumba vezető **VI. termináció** (kb. 495 -480 ky) idején képződött a Gerece-hegység vékonycserei előfordulása. Delmotte *et al.* (2004) szerint ez a termináció mutatja a glaciális és interglaciális szakasz közötti legkisebb hőmérsékleti különbséget.

A 11. izotópszakaszba 410-390 ky ezelőtt átvezető **V. termináció** idejéből korábban több édesvízi mészkövet is leírtak: ilyen például a vértesszőlősi előfordulás, amelynek U/Th kora 350 ky-nek, ESR kora 333 ky-nek (Hennig *et al.* 1983a), >350 ezer (Schwarz *et al.* 1990), illetve 370 ezer évnek (Cherdintsev és Kazachewski 1990) adódott. Gábris (2007) az V. termináció idejére teszi a IV. számú terasz kialakulását. Vizsgálataim alapján az

V. termináció idején keletkezett például a Budai-hegységben a Máriaremete, Felső-hegy, Buda-Vár-hegy, és az Ūröm-hegyi előfordulások, míg a Gerecséből a Les-hegyi, Őreg-hegyi, Süttő-Diósvölgyi és tokodi előfordulások sorolhatóak ide. A Budai-Vár-hegy travertínója alatti kavics- és homokrétegek nem dunai eredetűek, hanem az Őrdög-árok és egyéb Budai-hegységbeli patakokból származnak, de ettől függetlenül az üledékek a néhány száz méterre folyó Duna szintjéhez igazodnak és valószínűleg a IV. teraszt jelölik ki (Schweitzer in Krolopp 1976). E rétegek kora a fauna alapján a 14. vagy 12. izotópszakasz lehet, míg a travertínó tetején karsztosodás és talajképződés a 11. oxigénizotóp stádium alatt történhetett (Kordos 2004/05 in Gábris 2007).

U/Th sorozatos méréseim alapján az **V. és IV. termináció között** a Gerecsében nem volt kimutatható édesvízi mészkő képződése, míg Budai-hegységben számos édesvízi mészkő előfordulás képződött: leginkább a Rózsadomb (Barsi u., Bimbó u., Szőlészeti Kutatóintézet, Apostol u.) környéke, valamint az Északi-egység (Kálvária-tető, Budakalász) mészkövei tartoznak ebbe az időszakba.

A meleg 9. oxigénizotóp-stádiumba vezető **IV. termináció** idején (330-315 ezer évvel ezelőtt) a jelenlegi U/Th vizsgálatok nem igazoltak édesvízi mészkőképződést. Vértesszőlősi mészkövekből származó korábbi mérések (Cherdintsev és Kazachewski 1990, Hennig *et al.* 1983b) 225±35 ky, >250 ky és 248±67 ky korokat eredményeztek, míg U/Th sorozatos méréseim alapján a Gerecséből Süttő, Új-Haraszti, Süttő-Diósvölgyi, Les-hegyi, Mária-Magdolnapusztai előfordulások, míg a Budai-hegységből Budakalász, Hűvösvölgy Kondor út, Gellért-hegy Ifjúsági Park, Farkastorki út, Ezüst-hegy felső édesvízi mészkövei a IV. termináció után, de a III. előtt rakódtak le.

A **III. termináció** (220-190 ezer éve) a hideg 8. oxigénizotóp-szakaszból a meleg 7. szakaszba átvezető gyors klímaváltozás idejére tehető (Gábris 2007). A jelenlegi U/Th vizsgálatok alapján a Budai-hegységből a Nyéki úti, a Kálvária-tetői, a Gellért-hegy Számadó u. és a kiscelli édesvízi mészkő, míg a Gerecséből a Vértesszőlős-középső, Dunaalmás-alsó és Dunaalmás-Vöröskő előfordulások sorolhatóak ide.

A **II. termináció** a kb. 130-120 ezer évvel ezelőtti eem interstadiálist előzte meg, tehát a 6. oxigénizotóp-szakaszból (a Riss vége) az OIS 5e stádiumába való átmenetet (gyors felmelegedés) jelentette (Broecker és Henderson 1998 in Gábris 2007). Ez a szakasz a Budai-hegységben és a Gerecsében nem járt édesvízi mészkőképződéssel. A II. termináció tehát az utolsó interglaciálisba (a kb. 130-120 ezer évvel ezelőtti eem interstadiális) átvezető gyors felmelegedés ideje, amely mintegy 8000 évig tarthatott (Broecker és Henderson 1998 in Gábris 2007). A gyors klímaváltozás következtében bevágódás történt, ami annak a **II/b terasz**-nak a kivésését eredményezte, amit Pécsi (1959) Riss végi, Würm eleji folyópárhálynak tartott.

A II. és I. termináció között az új U/Th vizsgálatok alapján a Budai-hegységben nem történt édesvízi mészkőképződés. A Gerecsében viszont a tatai Őreg-tó K-i partján található édesvízi mészkövek képződtek ebben az időszakban, és Pécsi és Osmond (1973) is leírt a tatai

tII/b teraszról édesvízi mészköveket. Ide sorolható még a tatai Porhanyó-bánya felsőpleisztocén előfordulása is (Schwarcz 1980, Hennig *et al.* 1983b, stb.).

Az **I. termináció** a 2. oxigénizotóp-stádiumból az elsőbe történt átmenetet jelenti, ami az utolsó hideg szakaszból (utolsó glaciális maximumból) a holocénba vezető átmenet kb. 7000-8000 éves időszaka. Az I. termináció felmelegedéssel (Ságvár-Lascaux interstadiálisnak, Sümegi *et al.* 1998) indult, amit a legidősebb driász korú lehülés követett, majd a boelling elejének újabb, még erősebb felmelegedése (Gábris 2007). Mindezek következtében a Duna kiegyenlített állapotából bevágó szakaszba váltott át és kivéste a II/a teraszt. A legfiatalabb pleisztocén (II/a sz.) folyóterasz ármentessé válása (folyóink erős bevágódása) a holocénban mehetett végbe, mivel a terasz felszínén sehol sincs lösztakaró (Gábris 2007). A legfiatalabb ármentes szint tehát még a pleisztocén legvégén, vagyis a legutolsó, I-es termináció elején bekövetkezett erős bevágódás következtében vált valódi terrasszá, a tII/a terasz folyóvízi üledékének lerakása viszont a 2-3-4-es oxigénizotóp stádiumok folyamán, több tízezer év alatt történhetett meg (Gábris 2007).

Összegzésképpen megállapítható, hogy a Budai-hegységi és gerecesei édesvízi mészkövek többsége a VI. és a IV., valamint a IV. és a III. termináció között képződött. Ha az édesvízi mészkövek glaciálisokhoz-interglaciálisokhoz való viszonyát akarjuk tárgyalni, akkor a 11. ábráról leolvasható, hogy a Mindel (Elster) glaciális idején az édesvízi mészköveket lerakó források nem szüneteltették tevékenységüket, míg a Mindel/Riss interglaciális és környéke az egyik édesvízi mészkőképződési maximumnak számít hazánkban. A Riss elején ismét lecsökkent az édesvízi mészkövek száma, bár a forrástevékenység még egészen 180 kyvel ezelőttig jelen volt. Ezt követően a Riss glaciális végére gyakorlatilag megszűnt az édesvízi mészkőképződés hazánkban. A Riss/Würm interglaciális idején a már említett Tata Porhanyó-bányai édesvízi mészkő képződött, míg a Würm glaciális idejéből (az elmúlt 100 ezer évből) a Tatai Öreg-tó keleti partjainál található édesvízi mészkő kivételével nem ismerünk jelentősebb képződményeket sem a Gerecséből sem pedig a Budai-hegységből. Felmerülhet a kérdés, hogy ha az édesvízi mészkövek glaciális és interglaciális klíma alatt egyaránt jelen vannak, akkor hogyan használhatóak mégis a klímaváltozások hatásainak rögzítésére?

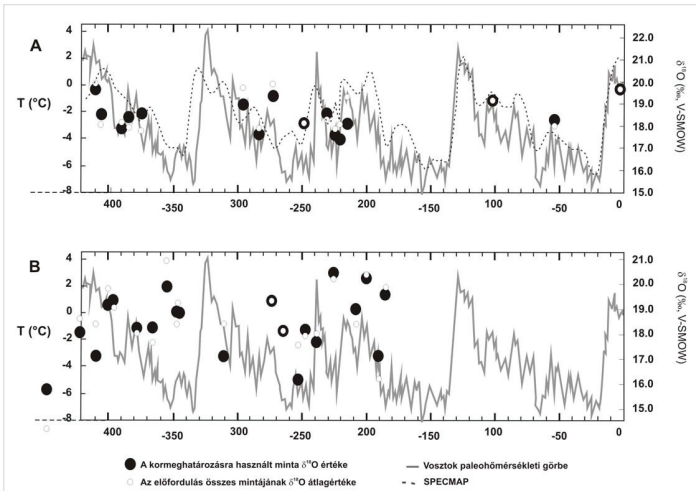
VI. 7.3. A globális kronozstratigráfiai korreláció lehetőségei

A globális kronozstratigráfiai korreláció előtt szükségszerű áttekinteni a viszonyítási alapul szolgáló skálákat. A pleisztocén sűrű klímaingadozásait általában az oxigénizotóp szakaszokhoz (**MIS** = Marine Isotope Stages – Tengeri Izotópos Szakaszok vagy **OIS** = Oxygen Isotope Stages – Oxigén Izotópos Szakaszok) igazítják (Sirocko *et al.* 2007). A geomorfológusok elsősorban a folyóteraszok képződését (Gábris 2007) és a fosszilis talajokkal tagolt löszképződményeket (Novothy *et al.* 2008) próbálják hozzáilleszteni a kimutatott klímaváltozásokhoz. A MIS (OIS) az óceánok fenekén található üledékek stabil oxigénizotópos vizsgálatának segítségével lett meghatározva, és az elmúlt 2,7 millió évre visszamenőleg

52 hideg (glaciális), valamint közbeiktató meleg (interglaciális) klímaperiódus különíthető el a segítségével. Mivel a szárazföldi szelvények kevésbé teljesek és területenként jóval nagyobb változékonyságot mutatnak, ezért inkább az óceáni üledékek tekinthetők globális vonatkoztatási alpnak (Gibbard és Cohen 2008). Az óceánfenéki fúrások **bentosz foraminifera fossziliáin mért $\delta^{18}\text{O}$** érték (Crowhurst 2002, Tzedakis 2006) kapcsolatban áll a globális jégtömeggel, ami elsősorban a globális hőmérséklettől függ, és egyben meghatározza a tengerszintet is. A bentosz foraminiferákon kívül a plankton foraminiferák és mésztartalmú nanoplanktonok szintén alkalmasak a tengeri üledékek biosztratigráfiai tagolására (Berggren *et al.* 1995). A **SPECMAP** görbéje az északi félgömb jégtömegének változását jelzi a plankton foraminiferák $\delta^{18}\text{O}$ értéke alapján. A SPECMAP görbét öt különböző mélytengeri fúrás $\delta^{18}\text{O}$ eredményeinek átlagolásával hozták létre 1984-ben (Imbrie *et al.* 1984), korolása pedig számos tényező alapján, indirekt módon, interpolációval történt. A SPECMAP görbét ma is sokan használják referenciaként, annak ellenére, hogy az utóbbi időben kimutatták, hogy a korolása nem volt megfelelő (Karner 2003).

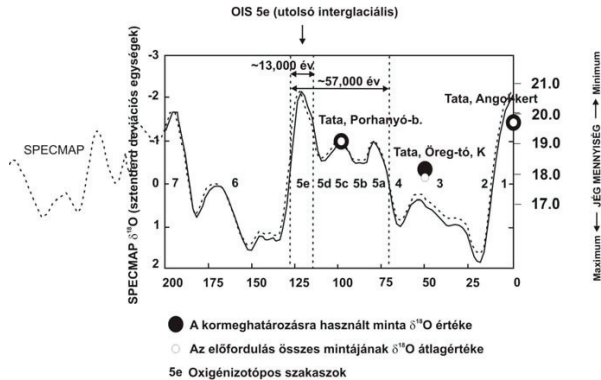
A jégfúrások és a sarki jégtakarók vizsgálatának kezdete a nyolcvanas évek derekára (Lorius *et al.* 1985) nyúlik vissza, de még napjainkban is virágkorát éli (pl. GRIP: Greenland Ice Core Project; EPICA: European Project for Ice Coring in Antarctica, Wolff 2008 stb.), és a legrelevánsabb globális klímajelek valóban a jégfúrómagok vizsgálatából vonhatók le. Az antarktisi fúrásokból származó jégmag minták vizsgálata nyújtja az egyik legfontosabb kontinentális viszonyítási alapot a paleoklimatológiai kutatások során. A 420 ky-ig visszamenő **Vosztok** fúrás **jégmag** mintáinak gázbuborékjaiban megőrződött atmoszferikus $\delta^{18}\text{O}$ értékkel (Petit *et al.* 1999) fordítottan arányos a tengervíz $\delta^{18}\text{O}$ értékével, így alkalmas a jégtömeg becslésére, valamint a jégtömeg hatásának, illetve a mélytengeri hőmérsékleti effektusnak az elkülönítésére a bentosz foraminiferák $\delta^{18}\text{O}$ mérése során (Gibbard és Cohen 2008). A 3,2 km mélységű **EDC** mag a Dome-C fúrásból az elmúlt 800 ky-re visszamenőleg szolgáltat δD adatokat magából a jégből, így közvetlen információt nyújtva az Antarktisz felszínének egykori paleohőmérsékletéről (**EPICA** community members 2004, Jouzel *et al.* 2007 in Gibbard és Cohen 2008). A globális klímaváltozás hivatkozási alapjául vehető képződmények ismertetését még hosszasan lehetne folytatni (lásd **DVD-6.7-1. melléklet**). Mivel a fenti skálák eredményei egymással korrelálthatók, ezért gyakorlatilag bármelyik felhasználható közülük a klíma globális változásának a jellemzésére. Édesvízi mészkövek esetén nagy hosszúságú és felbontású klímarekonstrukciós vizsgálatok eddig még nem ismertek. Általában az édesvízi mészkő előfordulásokat egy-egy oxigénizotópos szakasznak (pl. MIS 7, 9) szokták a gyakorlatban megfeleltetni. Dolgozatomban a hazai édesvízi mészkövek eredményeit összevettem a fent említett skálákkal és az eredmények viszonylag jó egyezést mutattak a globális klímaváltozás görbéivel.

A bevezetőben már említettem a $\delta^{18}\text{O}$ értékek klímajelző szerepét. Ha az egyes Budai-hegységi és gerecsei édesvízi mészkő előfordulások mintáinak $\delta^{18}\text{O}$ értékeit hegységenkénti (illetve azon belül alterületenkénti) felbontásban, valamint a képződési kor tükrében vizsgál-



6.7-5. ábra: A gerecsei édesvízi mészkövek (A) és a Budai-hegységi édesvízi mészkövek (B) $\delta^{18}\text{O}$ értékeinek korrelációja a Vosztok jégmagfúrásból rekonstruált paleohőmérsékleti görbével.

jük, akkor érdekes összefüggésekre deríthetünk fényt. Az elmúlt 200 ky izotópos szakaszait és a SPECMAP értékeket összevetve a tatabi édesvízi mészkövek $\delta^{18}\text{O}$ értékeivel jó egyezést láthatunk (6.7-4. ábra).



6.7-4. ábra: A felső-pleisztocén tatabi édesvízi mészkövek oxigénizotópos összetételének összevetése a SPECMAP görbével és a jég mennyiségének változásával.

Ha az elmúlt 450 ky paleohőmérsékleti változásait megjelenítő Vosztok jégmag fúrásból (Petit *et al.* 1999) rekonstruált ábrával vetjük össze az édesvízi mészkövek $\delta^{18}\text{O}$ adatait (6.7-5. ábra, A), akkor láthatjuk, hogy a Gerecsében jó egyezés mutatkozik a két adatsor között. Megfigyelhető az is, hogy az édesvízi mészköveket jelölő pontok sem az extrém hideg, sem pedig a szélsőségesen meleg csúcsokra nem voltak jellemzőek, ezzel szemben a kiegyensúlyozottabb hőmérsékleten (közepes magasságú csúcsokon) gyakoribbak. Ez egybeesik Ford és Pedley (1996) megállapításával is, miszerint édesvízi mészkövek a túl szélsőséges klímaviszonyokat leszámítva sokféle klímán jelen lehetnek.

Külön kiemelendő, hogy az édesvízi mészkövek stabil oxigénizotópos összetétele a Gerecsében annak ellenére követi a Vostok jégfúrómag által vázolt paleohőmérsékleti görbét (6.7-5. ábra, A), hogy a $\delta^{18}\text{O}$ értékeket a kiválási hőmérséklet és a képződési környezet is felülírhatta volna. Az a tény, hogy a korreláció mégis fennáll a gerecei oxigénizotópos értékek és a paleohőmérsékleti görbe között, arra enged következtetni, hogy a túlnyomórészt tavi eredetű gerecei mészkövek alacsonyabb hőmérsékletű termálvizekből válhattak ki, mint a Budai-hegységi előfordulások. A Budai-hegységben ugyanis az édesvízi mészkövek $\delta^{18}\text{O}$ értékei között és a paleohőmérsékleti görbe között kevésbé jó az egyezés (6.7-5. ábra, B), ami feltehetően annak köszönhető, hogy elsősorban a „hőmérsékleti hatás” alakította ki az izotópos összetételt, ami dominált a klíma hatása felett.

VII. KÖVETKEZTETÉSEK

Doktori munkám során a hazai édesvízi mészkövek komplex szedimentológiai és geokémiai vizsgálatát végeztem el. Kutatásaim elsősorban a recens egerszalóki édesvízi mészköre, valamint a pliocén-pleisztocén Budai-hegységi és gerecesei édesvízi mészkövekre irányultak.

Az egerszalóki édesvízi mészkő esetében a mészkő képződését kísérő stabilizotóp-frakcionációs folyamatokkal kapcsolatban olyan észrevételeket tettem, amelyek a fosszilis édesvízi mészkövek kutatása esetén is jól alkalmazhatóak a képződési környezet és a mikrofaciések beazonosítására, a képződési hőmérséklet megállapítására, valamint a mészkő eredetének meghatározására, geokémiai osztályozására. Az egerszalóki édesvízi mészkő és termákvíz szedimentológiai, stabilizotópos-, fő- és nyomelem-geokémiai, valamint ásványos összetételei vizsgálatával rámutattam, hogy a biogén és a szervetlen folyamatok együttesen befolyásolják az édesvízi mészkő képződését, amely során a morfológián alapuló CO₂ kigázosodás, a párolgás és a mikrobiológiai aktivitás játssza a legnagyobb szerepet. Vizsgálataim megerősítették, hogy a termálkúttól folyásirány mentén távolodva a képződő édesvízi mészkövek $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értéke egyre pozitívabb (2,7 ‰-től 4,3 ‰-ig [V-PDB], illetve 10,5 ‰-től 14,7 ‰-ig [V-SMOW]) a CO₂ kigázosodásának, a párolgásnak és a víz hőmérséklet-változásának köszönhetően. A szelvények mentén vizsgált elemek közül a Sr koncentrációja a folyásirány szerint haladva a karbonátban nőtt és a vízben csökkent, míg a Mg a vízben és a karbonátban egyaránt csökkent. A megfigyelt kalcit-víz megoszlási együttható a kifolyási pontnál jelentősen eltért a Huang és Fairchild (2001) által meghatározott kísérleti összefüggéstől, és csak alacsonyabb hőmérsékleten, a kifolyási ponttól távolabb közelíti meg a várt K_D értéket, ami a proximális lejtőn történő rendkívül gyors üledékképződéssel magyarázható. Elemzéseim alapján a kút kifolyási pontjánál, 67 °C-os hőmérsékleten kivált édesvízi mészkövek kalcitból álltak, míg az aragonit a kúttól távolabb, az alacsonyabb hőmérsékletű vízben, a proximális lejtőn jelent meg alárendelten (5-35 %). Az aragonit megjelenésével a karbonát Sr koncentrációja is emelkedést mutatott. A Sr a morfológián alapuló kigázosodás következtében végbemenő gyors karbonát kiválás következtében rögzült az aragonit kristályrácsába. Vizsgálataim rámutattak, hogy az édesvízi mészkövek üledékképződési környezetei (kifolyási pont, csatorna, proximális lejtő mikroterasz tavacsákkal, disztális lejtő, mocsár) a terepi és petrográfiai megfigyeléseken kívül nyomelem és stabilizotópos vizsgálatokkal is elkülöníthetőek. Ennek különösen akkor van jelentősége, ha a karbonátot lerakó fluidum eredetére vagyunk kíváncsiak, ebben az esetben ugyanis fontos a képződő karbonát izotópos összetételét másodlagosan befolyásoló hatások leválasztása, amelyek leginkább a forráskilépési ponttól távolodva kapnak jelentősebb szerepet. Méréseim alapján az egerszalóki édesvízi mészkő $\delta^{18}\text{O}$ értékei eltérnek az egyensúlyi kalcit-víz frakcionációs görbétől (Friedman és O'Neil 1977), ami leginkább a gyors karbonát képződésnek, és a folyásirány menti szállítódásnak tudható be. Az adatok jó egyezést mutatnak az egyéb, termákvízből képződött édesvízi mészkő

kövek esetén megfigyelt hőmérséklet- $\Delta^{18}\text{O}$ görbékkel, amelyek enyhén eltolódnak az elméleti kalcit-víz egyensúlyi görbétől, és egy empirikus „travertinó görbét” jelölnek ki. Vizsgálataim alapján ez az eltolódás, vagyis az új „travertinó görbe” használata mintegy 8 °C különbséget eredményez a vízből történő paleokiválási hőmérséklet számítása során, vagyis a képződési hőmérsékletet úgy kaphatjuk meg, hogy az elméleti egyensúlyi görbe használatát követően a kapott értéket +8 °C-al korrigáljuk (Kele *et al.* 2008a,b). Ez a korrekció azokra az édesvízi mészkövekre érvényes, amelyek a kifolyási pont körül képződtek, ahol a gyors üledékképződés kinetikus fracionációt okoz, de másodlagos hatások (pl. karbonát kristály szállítódása, ásványos összetételbeli változások) nem játszanak szerepet. A fenti állítást a törökországi Pamukkale édesvízi mészkövének és termálvízének összehasonlító vizsgálatával is sikerült alátámasztanom. Vizsgálataimmal igazoltam továbbá, hogy a paleohőmérséklet számításokhoz, és a $\delta^{13}\text{C}$ összetételen alapuló geokémiai osztályozáshoz a forráskilépési pontot (kút, vagy kürtő fácies) kell megtalálni, és csak annak az izotópos összetétele használható fel a számítások során, mivel a kifolyási ponttól távolabb, a lejtőn képződött édesvízi mészkövek izotópos összetételét másodlagos folyamatok befolyásolhatják.

A Budai-hegységi és a gerecsei édesvízi mészkövek szedimentológiai és stabilizotóp-geokémiai vizsgálatával, valamint U/Th sorozatos kormeghatározásával számos Budai-hegységi és gerecsei előfordulás korát, paleokörnyezeti viszonyait tisztáztam, és új megfigyeléseket tettem a hegységek paleohidrogeológiájával, az édesvízi mészkövek teraszrendszerrel való kapcsolatával, a hegységek kiemelkedési, valamint a Duna bevágódási sebességének meghatározásával, és az édesvízi mészkövek képződési periódusaival kapcsolatban. Vizsgálataim alapján a Gerecsére inkább az alacsonyabb hőmérsékletű, tavi eredetű édesvízi mészkövek (pl. Les-hegy, Süttő), míg a Budai-hegységre a magasabb hőmérsékletű termálvizekből képződő, és a hidrotermális hatást jobban tükröző édesvízi mészkövek jellemzőek, valamint a forráskúpos képződmények (pl. Gellért-hegy Ifjúsági-park) is gyakoribbak. Mindazonáltal az előfordulások többsége a Budai-hegységben is tavi, sekélytavi környezetben képződött (pl. Budakalász, Üröm-hegy) és a Gerecsében is előfordulnak forráskúpos képződmények (pl. Alsóvadács). A jó feltártságú vertikális szelvények vizsgálatával (pl. Felső-hegy, Les-hegy) a paleoforrások működése, a tó fejlődési állapota is rekonstruálható volt.

Az U/Th sorozatos korvizsgálatok segítségével megállapítottam, hogy a Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészkövei jóval fiatalabbak, mint azt korábban a „hagyományos teraszrendszer”, geomorfológiai megfontolások, az előfordulások tengerszint feletti magassága, paleomágneses vizsgálatok alapján (pl. Pécsi 1959, Scheuer és Schweitzer 1988c) feltételezték. Vizsgálataim alapján a felső-pannon édesvízi mészkőképződést követően a középső-pleisztocént jellemezte egy igen intenzív forrástevékenység mindkét említett hegységben. A középső-pleisztocénttól kezdve a Gerecsében és a Budai-hegységben is 3-3 intenzív édesvízi mészkőképződéssel jellemezhető szakasz mutatható ki, amelyeket G-I., G-II. G-III. és B-I., B-II. B-III. édesvízi mészkő szakasznak neveztem. A vizsgált édesvízi mészkövek a MIS 19 - MIS 6 oxigénizotópos szakaszokon belül keletkeztek. Míg a Budai-hegységben 180

ky-tól egészen a Holocénig édesvízi mészkőképződés koradattal nem igazolható, addig a Nyugati-Gerecsében az elmúlt 100 ky során is folyt az édesvízi mészkövek képződése (pl. Tata, Porhanyó-bánya, Öreg-tó, Angol-kert).

U/Th sorozatos korvizsgálataim, valamint a GPS méréseim segítségével meghatározott tszf-i magasságok alapján az édesvízi mészkővel fedett felszínek kiemelkedési (a Duna és mellékfolyóinak bevágódási) sebességét a korábbiaknál jóval pontosabban, a hegységek egyes részterületeire külön-külön, és jóval tágabb időintervallumban határoztam meg. Az átlagos minimális bevágódási (kiemelkedési ráta) mindkét hegységben 0,3-0,4 mm/év körül változik, míg a hegységeken belül az egyes részterületek kiemelkedési sebessége akár többszöröse is lehetett a másikénak. Ilyen terület például a Gellért-hegy, amely 0,47-0,52 mm/év kiemelkedési sebességgel jellemezhető, szemben a Vár-hegy 0,11-0,14 mm/év-es, tehát jóval lassabb kiemelkedésével. A részterületek eltérő kiemelkedési sebessége alátámasztja a Wein (1977) által leírt szelektív tektonika elméletét, és arra enged következtetni, hogy az édesvízi mészkövek települési magassága nem (feltétlenül) tükrözi a képződmények korát és az egykori paleokarsztvízszintek megállapítására is csak durva becslésként használható.

A folyóteraszok kormeghatározásának egyik legkézzelfoghatóbb módja a teraszokat fedő édesvízi mészkövek korának meghatározása, ami az egyes teraszszintek minimum korát adja meg. Az új U/Th elemzések eredményei alapján elmondható, hogy nagy vonalakban igaz a megállapítás, miszerint a nagyobb tszf-i magasságon található mészkövek (pl. a Budai-hegység 400-500 m tszf-i felső-pannon képződményei) az idősebbek, és a legalsó, tI-tIII. teraszokon található képződmények a legfiatalabbak. A tI-tIV. teraszszintek korábban megállapított korának tehát nem mond ellent a rajtuk települő édesvízi mészkövek kora, ami leginkább annak köszönhető, hogy a korábbi U/Th mérésekből meghatározott, 360 ky-re visszamenőleg rendelkezésre álló adatok jó alapot szolgáltak a legalacsonyabb tszf-i magasságon található felszínek korának meghatározásához. A teraszszintek és a morfológiai felszínek helyzetén alapuló kormeghatározás ott ütközött problémába, ahol már nem álltak rendelkezésre radiometrikus koradatok (>360 ky). A tV-tVI szintek korát jobb híján geomorfológiai megfontolások, szórványos paleontológiai leletek, és paleomágneses mérések alapján határozták meg 780 ky-nél idősebbnek, és az alsó-pleisztocénre helyezték. A tV-tVI teraszokat borító édesvízi mészkövek azonban az új radiometrikus korvizsgálatok alapján a korábban feltételezetteknel jóval fiatalabbnak, többségében középső-pleisztocén korúnak bizonyultak. A tVI-tVII teraszszinten települő, felső-pliocénnek-alsó-pleisztocénnek tartott édesvízi mészkövek kora az U/Th mérések alapján szintén középső-pleisztocénnek adódott. Megállapítható, hogy a Gerecsében és a Budai-hegységben egyaránt a középső-pleisztocén középső-felső részére jelentős nagyságú paleohévíforrás tevékenység volt jellemző, aminek következtében számos édesvízi mészkő előfordulás képződött, sok esetben a korábbi folyóterasz üledékekre települve. Míg a Budai-hegységben az azonos tengerszint feletti magasságon található édesvízi mészkövek kora gyakran jelentősen különbözik egymástól (a szelektív tektonika következtében), addig a Gerecsében az előfordulások tengerszint feletti magassága és kora között jóval szorosabb

kapcsolat áll fenn, bár a képződmények kora a Gerecsében is jóval fiatalabb a korábban feltételezetteknél.

Az édesvízi mészkövek radiometrikus koradatainak birtokában sikerült felvázolnom a mészköveket lerakó források paleohidrodinamikai átrendeződésének képét. A felső-pannoniaiban a Budai-hegységben az édesvízi mészkövek képződése 400 m tszf-i magasság felett, a Széchenyi-hegy-János-hegy területére esett. Ezt követően a forráskilépési helyek K-i irányba vándoroltak és a középső-pleisztocénben nagy mértékű átrendeződés és jelentős hévforrás tevékenység indult meg a Budai-hegységben, miközben súlyponti vizkilépési területté vált Budapest északi része, a Solymári-völgy és az Ős-Dera patak közti terület. Az édesvízi mészkő képződése Budakalász térségében (210-240 m tszf) mintegy 550-600 ky-vel ezelőtt kezdődött (pl. Budakalász, Kálvária-tető, Ūröm-hegy, stb.), míg az Őrdögárok-völgyében 280 m tszf-i magasságon található máriaremetei előfordulás mindössze 400 ezer éve keletkezett. A középső-pleisztocén közepén, a budakalászi mészkövel egy időben a Várhegyen is javában képződött a mészkő, és 350 ezer éve a Rózsadomb területét (160-190 m tszf) is intenzív hévforrás tevékenység jellemezte. Mintegy 250 ezer éve a források kilépési szintjében ismét csökkenés ment végbe, a forráskilépési pontok keleti irányban, az ÉNy-DK irányú árkok mentén a Duna völgye felé mozdultak el, miközben az egyes területek (pl. Rózsadomb, Gellért-hegy, Vár-hegy) eltérő sebességgel emelkedni kezdtek. Az eltérő sebességű emelkedés bizonyítékai a különböző magasságon található azonos korú mészkövek. A máriaremetei előfordulást lerakó források később K-DK-felé, az Őrdögárok-völgyében alacsonyabb szinteken léptek a felszínre 200-250 ky-el ezelőtt (Nyéki u., 240 m tszf; Kondor u. 213 m tszf). A további relatív vízszintcsökkenés következtében 240 ezer éve a 150-160 m tszf-i magasságon található Farkastorki úton, 180 ezer éve pedig a 140 m-en elhelyezkedő Kiscelli-fennsík is megindult az édesvízi mészkőképződés, a források pedig a rózsadombi területről ÉK-i irányba vándoroltak. A felső-pleisztocéntól a holocénig édesvízi mészkövek jelenléte a Budai-hegységben nem bizonyítható. A termálforrások jelenlegi kilépési szintje a pleisztocén vége – holocén eleje körül alakulhatott ki.

Annak ellenére, hogy a mai források csak a Nyugati-Gerecse területére korlátozódnak, az édesvízi mészkövek jelenléte bizonyítja, hogy egykor a Központi- és Keleti-Gerecse is súlyponti karsztvízkiáramlási terület volt. A Gerecsében 250-350 m tszf-i magasságok között általában az U/Th módszer határánál bizonyítottan idősebb előfordulások települnek (kivételesen az alsóvadáci előfordulás a 436 ky korával), de a felső-pannonnak tartott édesvízi mészkövek nem különböznek el annyira tisztán morfológiailag és települési magasságuk szerint a pleisztocén mészkövektől, mint a Budai-hegységben. A legidősebb forráskilépési helyeket rögzítő előfordulások a Nyugati-, Központi-, és Keleti-Gerecsében a hegység központi részéhez közelebb helyezkednek el. A Nyugati-Gerecséből a Kőpíte, a Dunaalmás, Római-kőfejtő, a dunaszentmiklósi Új-hegy-Ūreg-hegy-Látó-hegy, Meleges-hegy, a Keleti-Gerecsében a mogyorósbányai Kő-hegy és Muzsla-hegy előfordulások sorolhatóak ide. A középső-pleisztocén során a forráskilépési pontok a Gerecsében a peremi területek felé (a Nyugati-Gerecsében Ny-

ra, a Központi-Gerecsében É-ra, a Keleti-Gerecsében K-re) tolódtak, és a források alacsonyabb szinteken (150-250 m tszf) kezdték meg működésüket. A Nyugati-Gerecsében a Les-hegy (230 m tszf), Dunaalmás-alsó (190-210 m tszf), Vöröskő (224 m tszf) előfordulások képződtek ekkor, de Vértesszőlős térségében (Vértesszőlős Paleolit-telep, 180 m tszf; Vértesszőlős-középső, 144 m tszf), valamint Tatától, északra, Mária-Magdolna pusztánál (154 m tszf) is megindult a mészkőképződés. A hegység belsejében elhelyezkedő középső-pleisztocén előfordulások (Alsóvadács: 329 m tszf; Vékonycser: 238 m tszf, Szágódó: 201 m tszf) képződését követően a tőlük ÉK-re, 225-235 m tszf-i magasságon található Réz-hegy (466 ky) és Öreg-hegyek (391 ky) mészkövei képződtek. A Központi-Gerecse északi részén, a korábban felső-pliocén-alsó-pleisztocén korúnak tartott (220-250 m tszf-i magasságon található) süttöi édesvízi mészkőről bebizonyosodott, hogy a középső-pleisztocén során képződött. A Keleti-Gerecsében a középső-pleisztocénben a forráskilépési pontok szintén kelet felé vándoroltak a Mogyorósbánya-Öreg-kő-Muzsla-hegy térségből a Kiskő-Hegyeskő gerinc felé, ahol a tokodi (385ky), majd a Kiskő-Hegyeskői (231 ky) előfordulások képződtek. A felső-pleisztocénben a hévforrás tevékenység és az édesvízi mészkő képződése Tata térségére tevődött át (Porhanyó-bánya), míg a Központi- és a Keleti-Gerecsében mészkőképződés koradatokkal ebből az időszakból nem bizonyítható. A karsztvízszint fokozatosan közelített a mai állapothoz (a jelenlegi erózióbázis, a Duna és az Által-ér irányába). Mintegy 50 ezer éve képződött az Öreg-tó K-i partjánál található édesvízi mészkő, és további holocén, illetve recens előfordulások találhatóak a Cseke-tónál az Angol-kertben, a Fényes-forrásoknál, valamint a dunaalmási Csokonai-forrásnál is (110-140 m tszf). Vizsgálataimmal igazoltam, hogy a Gerecsében viszonylag jó összefüggés van az édesvízi mészkövek kora és települési magassága (az egykori karsztvízszint) között.

Stabilizotópos elemzéseim alapján a Budai-hegység és a Gerecse termális karsztforrásokból kivált édesvízi mészköveinek $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékei karakterisztikusan eltérnek a Bükk és a Mecsek hegységek hideg karsztvízből kivált recens mésztufa üledékeitől. A recens mésztufa üledékek (pl. Sebesvíz, Tettye) alacsony szénizotópos, és magas oxigénizotópos értékei az alacsonyabb hőmérsékletű (csapadékvíz eredetű) víznek, a szerves anyag (erősen negatív szénizotópos érték) nagyobb mértékű hozzájárulásának, és a klímával való szorosabb kapcsolatnak köszönhető. A területi eloszlást vizsgálva megállapítható, hogy a Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészköveinek szénizotópos értékeiben is jelentős különbségek vannak. A Budai-hegységi édesvízi mészkövek szénizotópos értéke jellemzően +1 ‰ és +3 ‰ közé esik, míg a Gerecse édesvízi mészkövei ennél jóval negatívabb értékeket mutatva átlagosan 0 ‰ és -7 ‰ között váltakoznak. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek elsősorban a területi eloszlásnak megfelelően alakulnak, bár tükrözik az egykori képződési környezet nyomaként fennmaradó különböző mikrofaciás típusokat, valamint közvetve az egykori klíma nyomait is. A Gerecse és a Budai-hegység $\delta^{13}\text{C}$ értékeinek egymástól való jelentős eltérése feltehetően a két hegység forrástevékenységében levő alapvető különbségeknek tudható be, de számos egyéb tényező is állhat a jelenség hátterében úgy, mint felszín alatti tartózkodási idő, illetve áramlási pálya hossza, ami

pozitívabb $\delta^{13}\text{C}$ értékeket eredményezhet az izotóposan nehezebb szén tartalmazó tengeri mészkövekkel való kontaktus révén. A Gerecsén belül lokális területi eltérések mutathatóak ki a $\delta^{13}\text{C}$ értékekben DNy-ról ÉK-i irányában haladva. A $\delta^{13}\text{C}$ értékek szempontjából világosan elkülönülnek egymástól a Tata környéki édesvízi mészkövek, a tőlük északabbra található Dunaalmás környéki előfordulásoktól, valamint a tőlük K-ÉK-re található Süttő környéki előfordulásoktól úgy, hogy fokozatosan a pozitívabb értékek irányába tolódnak el a hegység belseje felé. A Tata környéki édesvízi mészkövek alacsony $\delta^{13}\text{C}$ értékét a szerves eredetű CO_2 hozzájárulása alakíthatta ki, de nem zárható ki a magmás eredetű CO_2 hozzájárulása sem.

A Budai-hegységben a $\delta^{13}\text{C}$ és $\delta^{18}\text{O}$ értékek inkább az előfordulások korával és genetikájával állnak kapcsolatban. A Szabadság-hegy környékén található felső-pannoniai édesvízi mészkövek jóval pozitívabb ($+19,2\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +27,8\text{‰}$) oxigénizotópos, és negatívabb ($-7,6\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < 3,2\text{‰}$) szénizotópos értékűek, mint a Budai-hegység alacsonyabb tszf-i magasságon található pleisztocén és holocén édesvízi mészkövei. Az eltérés a felső-pannoniai és a pleisztocén alatt fennálló különböző képződési körülményeknek és klímavizonyoknak tulajdonítható. A felső-pannon édesvízi mészkövek ugyanis csak csendes, a tengerrel időszakosan érintkező lagunákban képződhettek, ahol a karsztvíz-hatás dominált (Scheuer és Schweitzer 1988c, Müller és Magyar 2008), míg a pleisztocén édesvízi mészkövek nagyobb hőmérsékletű termálforrásokból váltak ki, így $\delta^{18}\text{O}$ értékeik alacsonyabbak. Ezen kívül említésre méltó még, hogy a pleisztocén és holocén édesvízi mészkövek $\delta^{13}\text{C}$ értéke jóval pozitívabb a felső-pannon mészkövéknél, ami a beoldódott karbonátos kőzetek dominanciájára utalhat a szerves eredetű, illetve egyéb, ^{12}C -ben gazdag CO_2 forrásokkal szemben. Mivel az egyes hegységek és hegységrészek karakterisztikusan elkülönülő stabilizotópos értékekkel jellemezhetőek, alkamassá teszi a stabilizotópos méréseket (a mikrofácies vizsgálatokkal együtt) az édesvízi mészkövek képződési helyének meghatározására.

A dolgozatban közölt koradatok jól egyezést mutattak a Pentecost (2005) által a világ édesvízi mészkő előfordulásainak koradataiból szerkesztett, mintegy 350 ky-re visszatekintő koryakorisági görbéjével, a Gerecse és Budai-hegységi koradatok segítségével pedig a görbe kiegészíthetővé vált egészen 500 ky-ig visszamenőleg. Vizsgálataim eredményei alapján az édesvízi mészkövek képződése a földtörténeti múltban nem csak és kizárólag az interglaciálisokra (pl. Mindel/Riss, Riss/Würm), meleg és nedves időszakokra, hanem a glaciálisokra (pl. Riss) is jellemző volt, és minden olyan időszakban előfordulhatott, amikor megfelelő mennyiségű csapadék állt a rendelkezésre a források vízutánpótlásának biztosításához. Ebből az következik, hogy hazánkban a glaciálisok során is előfordulhattak csapadékosabb, a mészkőképződésnek kedvező nedves, ámbar hideg időszakok. A gerecsei és budai-hegységi előfordulásokon végzett részletes stabil oxigénizotópos vizsgálataim eredményeivel rámutattam, hogy a hazai édesvízi mészkő előfordulások alkalmasak a klíma globális változásainak a rögzítésére. A mélytengeri fúrások foraminiferáinak oxigénizotópos összetételeiből szerkesztett görbéekkel, valamint a globális klímaváltozás szempontjából az egyik legelfogadottabb hivatkozási alapnak számító Vosztok jégmagfúrás (Petit *et al.* 1999)

paleohőmérsékleti görbéivel való egyezés szintén a hazai édesvízi mészkövek klímajelző szerepét támasztja alá. Hasonló egyezést eddig korábban még nemzetközi szinten sem sikerült édesvízi mészkövekből kimutatni.

Vizsgálataim alapján bebizonyosodott, hogy a hazai édesvízi mészkövek komplex szedimentológiai és geokémiai vizsgálata, a radiometrikus koradatokkal kiegészítve fontos paleoklimatológiai, paleokörnyezeti és tektonikai információkat szolgáltathat. A recens egerszalóki édesvízi mészkő vizsgálata számos olyan, általános érvényű összefüggésre hívta fel a figyelmet, amely a fosszilis édesvízi mészkövek vizsgálata esetén is alkalmazható. A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészkövein U/Th módszerrel mért koradatok módosították a paleoforrások átrendeződéséről alkotott korábbi képet, az édesvízi mészköveknek Dunateraszokhoz való viszonyát, valamint a két hegység kiemelkedési (a Duna bevágódási) rátáját. Az előfordulások petrográfiai vizsgálatával számos édesvízi mészkő előfordulás képződési körülménye tisztázódott. A koradatok alapján elkülöníthetővé váltak a mészkőképződéssel jellemezhető időszakok, és azok viszonya a glaciális-interglaciális ciklusokhoz. A stabilizótóp-geokémiai és nyomelemösszetéti vizsgálatok, valamint a koradatok és a települési magasság alapján sikerült genetikailag csoportosítanom a két hegység édesvízi mészköveit, ami információval szolgált a paleohévíforrás tevékenység jellegével kapcsolatban.

A dolgozat eredményei alapul szolgálhatnak az egyes előfordulások későbbi részletes feldolgozásához, további adatokat szolgáltatva a Kárpát-medence paleoklimájának megismeréséhez, valamint a lokális paleokörnyezeti és tektonikai viszonyok meghatározásához.

VIII. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Köszönettel tartozom témavezetőmnek **Dr. Szabó Csabának**, aki a kutatói pályára állított, lelkesített munkám első éveiben, és akitől kutatási témámat kaptam.

Köszönet illeti az MTA Geokémiai Kutatóintézet igazgatóját, **Dr. Demény Attilát**, aki mind szakmai téren, mind a kutatások anyagi feltételeinek előteremtése terén maximálisan támogatott, biztosította a labort a stabilizotópos mérésekhez, hasznos tanácsokkal látott el, és ha kellett, akkor hagyott, hogy menjek a saját fejem után.

Köszönettel tartozom **Dr. Árkai Péter** kutatóprofesszornak, az MTA rendes tagjának, a Geokémiai Kutatóintézet korábbi igazgatójának, hogy az intézetbe való felvételemmel bizalmat szavazott nekem, és kutatásaim során mindvégig támogatott.

Köszönettel tartozom **Dr. Scheuer Gyulának**, a hazai édesvízi mészkő kutatás egyik legmeghatározóbb személyiségének, aki végigvezetett a Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkő előfordulásain, és aki a legkisebb mészkődarabról is határtalan lelkesedéssel tudott beszélni. Nélküle ez a munka nem valósulhatott volna meg.

Köszönet illeti **Dr. Mindszenty Andreát**, akivel izgalmas beszélgetéseket folytathattam az édesvízi mészkővekről, és akinek köszönhetően a 2004-ben hazánkban rendezett első, travertínokkal foglalkozó kurzus során számtalan nemzetközi kapcsolatot és barátságot köthettem a szakma elismert külföldi személyiségeivel.

Dr. Ruszkiczay-Rüdiger Zsófiának a dolgot az áttekintéséért és hasznos tanácsaiért tartozom köszönettel. Köszönet illeti **Dr. Korpás Lászlót**, akitől sok együtt töltött terepi bejárás, sok beszélgetés, közös publikáció és sok-sok hasznos tanács után kellett fájdalmas búcsút vennünk.

Szeretném megköszönni az **MTA Geokémiai Kutatóintézet valamennyi munkatársának** a PhD munkám során nyújtott segítségét. Köszönöm **Dr. Fórizs Istvánnak**, hogy a disszertációt részletesen áttanulmányozta, és hasznos tanácsokkal látott el. Köszönettel tartozom **Tóth Máriának** és **Dr. Németh Tibornak** a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok elvégzéséért, **Brucknerné Dr. Wein Alice-nak** és **Borsodiné Dr. Kovács Magdolnának** a kémiai vizsgálatok során, **Dr. Dobosi Gábornak** és a **Dr. Nagy Gézának** pedig az elektronmikroszkopos vizsgálatok alkalmával nyújtott segítségéért. **Siklósy Zoltánnak** az egerszalóki mintázások, mérések során nyújtott segítségét köszönöm. Szeretném megköszönni **Kovács V. Katalinnak** a stabilizotópos mérésekhez kapcsolódó labormunkákban, **Szász Noéminek** és **Müller Alexandrának** pedig a csiszolatok készítésében nyújtott segítségét. A mintázások során nyújtott önzetlen segítségéért **Borsody Jánosnak** tartozom köszönettel.

Köszönet illeti **Dr. Kovács Józsefet** a geostatistikai vizsgálatok során nyújtott segítségéért. A földtani térképek rendelkezésre bocsátásáért **Dr. Budai Tamásnak**, a karsztvízföldtani térképekért **Dr. Gál Nórának** tartozom köszönettel. **Dr. Görög Ágnesnek** a vékonycsiszolatok leírása során nyújtott segítségét köszönöm.

Köszönettel tartozom **Dr. Leél-Össy Szabolcsnak** és **Eröss Anitának** a Gellért-táró Ősforrásának, az aragonit barlangnak, a Gül-baba-forrásnak és a Buda-Vár-hegyi labirintusnak a megtekintéséért. A tatai Porhanyó-bánya mintavételének engedélyezéséért köszönettel tartozom **Kissné Cseh Juliannának**, az egerszalóki mintázásokért a Szalók Holding Rt. Vezetőségének és az egerszalóki polgármesteri hivatalnak, a süttői mintázási engedélyekért a Reneszánsz Rt.-nek, a budakalászi terepi mintázásokért a budakalászi kőfejtő vezetésének tartozom köszönettel. **Zsemle Ferencnek** a hőmérséklet és pH mérő rendszeres kölcsönadását köszönöm.

Köszönettel tartozom **Dr. Orlando Vasellinek** és **Dr. Angelo Minissalenak**, akik segítségével megtehettem az első lépéseket az édesvízi mészkövek stabilizotóp-geokémiája terén. **Dr. Enrico Capezuolinak** a toscanai édesvízi mészkövek bemutatásáért tartozom köszönettel. Hasznos szakmai beszélgetéseinkért köszönettel tartozom továbbá **Dr. Allan Pentecostnak**, **Dr. Julian Andrewsnak**, **Dr. Brian Jonesnak**, **Dr. Deák Józsfnek**, **Dr. Manfred Frechennek** és **Dr. Bruno D'Argenionak**.

A törökországi terepbejárások létrejöttéért köszönettel tartozom az NKTH-nak és a TŰBITAK-nak a TR-10/2006 számú Magyar-Török TÉT együttműködés támogatásáért. Köszönet illeti **Dr. Mehmet Özkult**, **Dr. Ali Gökgözt** és **Dr. Mehmet Cihat Alçiçek-et** a törökországi mintavételezések és vizsgálatok során nyújtott együttműködéséért. Köszönöm a Magyar Tudományos Akadémia Nemzetközi Együttműködési Irodájának és a tajvani National Research Council (NRSC) -nak a kétoldalú tudományos együttműködési megállapodás keretei között megvalósult tajvani tanulmányút létrejöttét. Köszönet illeti **Dr. Chuan-Chou Shen-nek** a Taipei Egyetem professzorát az U/Th-sorozatos kormeghatározásához szükséges laboratóriumi körülmények és műszerek biztosításáért, valamint a munka során nyújtott hasznos tanácsaiért, továbbá köszönöm **Hong-Wei Chiang-nak** az elemzések során nyújtott segítségét.

Hálásan köszönöm **Dr. Kiss Ferencnek** kedd esti beszélgetéseinket, amik utat mutattak.

Nem tudom eléggé megköszönni a **Családomnak**, hogy az elmúlt években támogattak, bíztattak, segítettek. Nélkülük nem jöhetett volna létre ez a munka.

IX. ÖSSZEFOGLALÁS

Doktori munkám során a hazai édesvízi mészkövek komplex szedimentológiai és geokémiai vizsgálatát végeztem el. Kutatásaim elsősorban a recens egerszalóki édesvízi mészköre, valamint a pliocén-pleisztocén budai-hegységi és gerecesei édesvízi mészkövekre irányultak. Az elvégzett vizsgálatok alapján bebizonyosodott, hogy a hazai édesvízi mészkövek komplex szedimentológiai és geokémiai vizsgálata, az abszolút koradatokkal kiegészítve fontos paleoklimatológiai, ökoszférai és tektonikai információkat szolgáltathat.

A recens egerszalóki édesvízi mészkő vizsgálata számos olyan, általános érvényű összefüggésre hívta fel a figyelmet, amely a fosszilis édesvízi mészkövek vizsgálata esetén is alkalmazható a képződési környezet és a mikrofáciesek beazonosítására, a képződési hőmérséklet megállapítására, valamint a mészkő eredetének meghatározására, geokémiai osztályozására.

Budai-hegység és a Gerece édesvízi mészkövein U/Th módszerrel mért koradatok módosították a paleoforrások átrendeződéséről alkotott korábbi képet, az édesvízi mészkövek Duna-teraszokkal való viszonyát, valamint a két hegység kiemelkedési (a Duna bevágódási) rátáját. Az előfordulások petrográfiai vizsgálatával számos édesvízi mészkő előfordulás képződési körülménye tisztázódott. A koradatok alapján elkülöníthetővé váltak a mészkőképződéssel jellemezhető időszakok, és azok viszonya a glaciális-interglaciális ciklusokhoz. A stabilizotóp-geokémiai és nyomelemösszetételi vizsgálatok, valamint a koradatok és a települési magasság alapján sikerült genetikailag csoportosítanom a két-hegység édesvízi mészköveit, ami információval szolgált a paleohévíforrás tevékenység jellegével kapcsolatban.

A dolgozat eredményei alapul szolgálhatnak az egyes előfordulások későbbi részletes feldolgozásához, további adatokat szolgáltatva a Kárpát-medence paleoklimájának megismeréséhez, valamint a lokális paleokörnyezeti és tektonikai viszonyok meghatározásához. A következő lépések közé tartozik olyan, U/Th módszerrel pontosan korolható, jó feltártságú hazai édesvízi mészkőszelvények részletes stabilizotópos és U-sorozatossági vizsgálata, amelyek bizonyítottan őrzik a globális klímaváltozás nyomait. Ezeknek a szelvényeknek az egymással való korrelációja tovább növelné az eddigi megfigyelések felbontását és segítségével pontosabb képet kaphatunk a Kárpát-medence klímájának múltbeli változásáról.

X. ENGLISH SUMMARY

During my PhD research work I conducted sedimentological and geochemical studies on Hungarian freshwater limestones. The investigations focussed on the recent Egerszalók travertine and on the Pliocene-Pleistocene freshwater limestones of the Gerecse and Buda Mts. My results demonstrated that the sedimentological and geochemical analyses of the Hungarian freshwater limestones, together with absolute dating methods are suitable to provide important palaeoenvironmental, palaeoclimatic and tectonic information.

The study of the recent Egerszalók travertine resulted in many general observations, that can be used to identify the microfacies types, the depositional environment, the temperature of deposition, and the origin of fluids, and could help the geochemical classification of the fossil travertines, too.

With the help of the new absolute U/Th data of freshwater limestones of the Buda and the Gerecse Mountains it was possible to reconstruct the migration and development of paleokarst springs, to clarify the relation between freshwater limestones and former Danube-terraces, and to calculate the uplift rate of the Gerecse and Buda Mts. (incision rate of River Danube). The petrographical analyses of the freshwater limestones collected from the investigated occurrences helped to determine their depositional environment. Based on the new U/Th age data the periods of freshwater limestone formation were determined, in comparison with glacial-interglacial periods. Using the stable isotope data of freshwater limestones of the Gerecse and the Buda Mountains, and their absolute age and elevation above sea level, it was possible to classify them genetically, and to provide new information on the nature of their paleohydrothermal activity.

There are several directions of this study to pursue in further research. The results of my thesis may serve as a base of further detailed studies on individual travertine occurrences, providing new data on the paleoclimatology of the Carpathian Basin and on the local palaeoenvironmental and tectonic conditions.

The next steps of this research are to find well-exposed and clean travertine sections in order to perform detailed U/Th measurements and stable isotope analyses, to get high resolution climatic signals. The correlation of these sections could improve the knowledge on the paleoclimatology of the Carpathian Basin.

XI. IRODALOMJEGYZÉK

- Alföldi, L., Béltelky, L., Böcker, T., Horváth, J., Korim, K., Liebe, P., Rémi, R. (szerk.) 1968: Budapest hévízei. – VITUKI Kiadvány, 365 p.
- Alföldi, L., Böcker, T., Lorberer, Á. 1977: Magyarország karbonátos repedezett hévíztárolóinak hidrogeológiai jellemzői. Magyarország hévízkútjai. – VITUKI, Budapest, pp. 17-28.
- Alföldi, L., Kapolyi, L. 2007: Bányászati karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben. – MTA, Földrajztudományi Kutatóintézet kiadványa. 138 p.
- Allen, E.T., Day, A.L. 1935: Hot springs of Yellowstone National Park. – Carnegie Institute of Washington. Publication 466, Washington D.C., pp. 1-525.
- Altunel, E., Hancock, P.L. 1993: Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale, Turkey. – Geological Journal, 28, pp. 335-346.
- Ambert, P. 1981: Chronologie locale et synchronisme paleoclimatique. – Bull. Assoc. Géogr. Fr., 479-480., pp. 211-217.
- Andrews, J.E. 2006: Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. – Earth-Science Reviews 75, pp. 85-104.
- Andrews, J.E., Pedley, M., Dennis, P.F. 1994: Stable isotope records of paleoclimatic change in a British Holocene tufa. – The Holocene, 4/4, pp. 349-355.
- Andrews, J.E., Pedley, M., Dennis, P.F. 2000: Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas: a stable isotope approach in search of reliable climatic archives. – Sedimentology, 47, pp. 961-978.
- Andrews, J.E., Riding, R. 2001: Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A) – Discussion – Journal of Sedimentary Research, 71, pp. 496-497.
- Bada, G., Horváth, F., Fejes, I., 1999: Review of the present day geodynamics of the Pannonian basin: progress and problems. – J. Geodyn. 27, pp. 501– 527.
- Bajnóczi, B., Demény A., Korpás, L. 2003: Stable isotope study in a weakly developed paleosol horizon in the Quaternary Vár-hegy travertine (Budapest, Hungary). – Acta Geologica Hungarica, 46/2, pp. 149-160.
- Bakacsi, Zs. 1993: A süttői édesvízi mészkő szedimentológiai vizsgálata. – Diplomamunka, ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 108 p.
- Bakacsi, Zs., Mindszenty A., Hertelendi, E. 1994: Lacustrine-palustrine facies from the Pleistocene Carbonate lake of Süttő (Hungary). – IAS 15th Reg. Meeting, Ischia, Italy, Abstract, pp. 41-42.
- Bakacsi, Zs., Mindszenty A. 2004: Pleistocene travertine deposits of Süttő (Gerecse Hills, Hungary). – Excursion guide, Climate and tectonic controls on travertine formation: the case of the Pannonian Basin. Field Course. 2004. 07. 4-9. Tata, Egerszalók, pp. 13-20.
- Baker, G., Frostick, A.C. 1951: Pisoliths, ooliths, and calcareous growths in limestone caves at Port Campbell, Victoria, Australia. – Journal of Sedimentary Petrology 21, pp. 85-104.
- Balogh, K. 1964: A Bükk-hegység földtani képződményei. – MÁFI Évkönyve, 48 (2), 719 p., Budapest.
- Barabás, A. 1965: Vélemény az ürömi, a budakalászi, a tardosi kőbányák készletszámításáról. – É.M. Kőfaragó és Épületszobrászipari V., pp. 5 – 12.
- Barbieri, M., Masi, U., Tolomeo, L. 1979: Origin and distribution of strontium in the travertines of Latium (Central Italy). – Chemical Geology 24, pp. 181-188.
- Berggren, W.S., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. 1995: Late Neogene Chronology: new perspectives in high-resolution stratigraphy. – Geological Society of America Bulletin, 107, pp. 1272-1287.

- Black, D.M. 1953: Aragonite rafts in Carlsbad Caverns, New Mexico. – *Science* 117, pp. 84-85.
- Bodine, M.W., Holland, H.D., Borcisk, M. 1965: Coprecipitation of manganese and strontium with calcite. – *Symposium on Problems for Postmagmatic Ore Deposition*, Prague, 2, pp. 401-406.
- Bognár, L. 1959: Budapest környéki édesvízi mészkőképződmények üledékföldtani vizsgálatai. – MÁFI adattár, pp 1-31.
- Boros, Á. 1964: Die Untersuchung der Algen und Moose. p. 45 - in: Vértes, L.(Ed.) 1964: *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 284 p.
- Bottinga, Y. 1968: Calculation of fractionation factor for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. – *Journal of Physical Chemistry*, 72., pp. 800-808.
- Böglí, A. 1978: *Karsthydrographie und physische Speläologie*. – Springer Verlag, Berlin-New York, 327 p.
- Brock, T.D. 1978: *Thermophilic Microorganism and Life at High Temperatures*. – Springer-Verlag, New York., 465 p.
- Broecker, W.S., Henderson, G.M. 1998: The sequence of events surrounding Termination II and their implications for the cause of glacial-interglacial CO₂ changes. – *Paleoceanography* 13, pp. 352-364.
- Buccino, G., D'Argenio, B., Ferreri, V., Brancaccio, L., Ferreri, M., Panichi, C., Stanzione, D. 1978: I travertini della bassa valle del Tanagro (Campania): Studio geomorfologico, sedimentologico e geochimico. – *Boll. Soc.Geol. Ital.*, 97, pp. 617-646
- Buczinsky, C., Chafetz, H.S. 1991: Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy. – *Journal of Sedimentary Petrology* 61, pp. 226-231.
- Budó, V., Skoflek, I. 1964: Pflanzenreste im Tataer Süßwasserkalkkomplex. pp. 51- 66. - in: Vértes, L.(Ed.) 1964: *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 284 p.
- Bulla, B. 1941: A Magyar medence pliocén pleisztocén teraszai. – *Földrajzi Közlemények*, LXIX. Kötet, 4. szám, pp. 199-229.
- Bulla, B. 1956: Folyóteraszproblémák. – *Földrajzi Közlemények*, 4, (81), pp. 121-141.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S. 2001: *Tectonic Geomorphology*. – Blackwell Science, USA, pp. 22–26.
- Burján 2002: A Pesti-síkság kavicsos összleteinek szemcseeloszlási vizsgálata. – *Földtani Közlöny*, 132, pp. 161-173.
- Chafetz H. S., Folk R. L. 1984: Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. – *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 54, pp. 289-316.
- Chafetz, H.S., Rush, P.F., Utech, N.M. 1991: Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. – *Sedimentology* 38, pp. 107-126.
- Chafetz, H.S., Utech, N.M., Fritzmaurice, S.P. 1991: Differences in the δ¹⁸O and δ¹³C signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 61/6, pp. 1015-1028.
- Chafetz, H.S., Lawrence, J.R. 1994: Stable isotopic variability within modern travertines. – *Géographie physique et Quaternaire* 48, pp. 257-273.
- Chafetz, H.S., Guidry, S.A. 1999: Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: 4 Bacterial vs. abiotic precipitation. – *Sedimentary Geology* 126, pp. 57-74.
- Cherdintsev, V.V, Kazachewski, I.V. 1990: Absolute date of the travertine samples. – In: Kretzoi, M., Dobosi, V.T. (Eds.): *Vértesszőlős site, man and culture*. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 547.
- Cholnoky, J. 1914: *Földrajzi képek*. – Budapest, pp. 107-175.
- Cholnoky, J. 1923: *Általános földrajz III*. – Danubia kiadása, Pécs, 251 p.

- Cholnoky, J. 1925: A folyóvölgyekről. – MTA, Matematikai Természettudományi Értesítő, pp. 101-108.
- Cholnoky, J. 1940: A mésztufa vagy travertínó képződéséről. – Matematikai Természettudományi Értesítő, LIX. Kötet, pp. 1004-1019.
- Cipriani, N., Malesani, P., Vanucci, S. 1977: I travertini dell'Italia centrale. – Boll. Serv. Geol. Ital. 98, pp. 85-115.
- Coleman, M.L., Sheppard, T.J., Durham, J.J., Rouse, J.E. Moore, G.R. 1982: Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. – Analytical Chemistry, 54, pp. 993-995.
- Coplen, T.B. 2007: Calibration of the calcite–water oxygen–isotope geothermometer at Devils Hole, Nevada, a natural laboratory. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, no. 16, pp. 3948-3957.
- Craig, H. 1953: The geochemistry of stable carbon isotope. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 3, pp 53-92.
- Craig, H. 1961: Isotopic variations in natural waters. – Science, 133, pp. 1702-1703.
- Craig, H. 1964: The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal area. – Symp. Nuclear Geol. Geothermal Areas, Spoleto, Italy, pp 17-53.
- Crowhurst, S.J. 2002: Composite isotope sequence. The Delphi project. <http://www.esc.cam.ac.uk/new/v10/research/institutes/godwin/body.html>.
- Császár, G. 1997: Magyarország Litosztratigráfiai Alapegységei. – 114 p.
- Csepregi, A., Izápy, G., Klecskó, B. 2004: A tatai források és vízműkutak vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, pp. 52-58.
- D'Argenio, B., Ferreri, V. 1987: A brief outline of sedimentary models for Pleistocene travertine accumulation in Southern Italy. – Rend. Soc. Geol. It. 9, pp. 167-170.
- Deák, J. 1989a: Radiocarbon dating of the thermal waters in the Budapest area, Zf. Mitteilungen, Nr.30. Arbeitstagung. – Isotope in der Natur, Leipzig, pp. 17-21.
- Deák, J. 1989b: Dating the thermal waters in the Eger area. 10th International Congress of Speleology. – Budapest, Hungary, pp. 570-572.
- Deines, P., Langmuir, D., Harmon, R.S. 1974: Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate groundwaters. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, pp.1147-1164.
- Delmotte, M., Chapellaz, J., Brook, E., Yiou, P., Barnola, J.M., Goujon, C., Raynaud, D., Lipenkov, V.I. 2004: Atmospheric methane during the last four glacial-interglacial cycles: Rapid changes and their link with Antarctic temperature. – Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 109 (D12), Art.No. D12104 Jun24.
- Demény, A. 1995: H isotope fractionation due to hydrogen-zinc reactions and its implications on D/H analysis of water samples. – Chemical Geology 121, pp. 19-25.
- de Vries, H. and de Waard, H. 1964: Die Untersuchungen des C₁₄ Laboratoriums zu Groningen. – in: Vértes, L.(Ed.) 1964: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 35-36.
- Diebel, K., Pietrzeniuk, E. 1990: Pleistocene ostracods from Vértesszőlős. – In Kretzoi, M., V.T. Dobosi (Eds): Vértesszőlős site, man and culture. – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 145-162.
- Dobos, A., Pelyhe, T., Murányi, Z., Antal, P. 2005: A Maklányi-völgy geomorfológiai térképezése, az Egerszalóki hőforrás természeti értékei. – In: Dobos, A., Illyés, Z. (Eds.), Földtani és felszínalaktani értékek védelme. – EKF Department of Geography, Department of Environmental Sciences, Eger, Hungary. 382 p.
- Dobosi, V.T. 2003: Archeological finds in NE-Transdanubian travertine. – Acta Geologica Hungarica, Vol. 46/2, pp. 205-214.
- Doemel, W.N., Brock, T.D. 1974: Structure, growth, and decomposition of laminated algal-bacterial mats in alkaline hot springs. – Applied and Environmental Microbiology. 34, pp. 433-452.

- Dorale, J.A., Gonzalez, L.A., Reagan, M.K., Pickett, D.A., Murrell, M.T., Baker, R.G. 1993: A high resolution record of Holocene climate change in speleothem calcite from Cold Water Cave, northeast Iowa. – *Science*, 258, pp. 1626-1630.
- Dramis, F., Materazzi, M., Cilla, G. 1999: Influence of climatic change on freshwater travertine deposition: a new Hypothesis. – *Phis. Chim. Earth*, 24, pp. 893-897.
- Drysdale, R.N., Taylor, M.P., Ihlenfeld, C. 2003: Factors controlling the chemical evolution of travertine depositing rivers of the Barkly karst, northern Australia. – *Hydrol. Process.*, 16, pp. 2941-2962.
- Duchi, V., Giordano, M.V., Martini, M. 1978: Riesame del problema della precipitazione di calcite ed aragonite de soluzione naturali. – *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.* 32, pp. 243-260.
- Dunham, R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1. Tulsa, Oklahoma, pp. 108–121
- Emszt, K. 1929: A dunaalmási Langyos források vegyi vizsgálata. – *Hidrológiai Közölny*, 9.évf., 1.sz., pp. 104-106.
- EPICA members 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. – *Nature*, 429, pp. 623-628.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., Urez, H. C. 1953: Revised carbonate-water isotopic temperature scale. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, New York, pp. 1315-1325.
- Epstein, S., Mayeda, T. 1953: Variation of ¹⁸O content of waters from natural sources. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4, pp. 89-103.
- Eröss, A., Mádl-Szőnyi, J., Mindszenty, A., Müller, I. 2006a: Conclusions from a negative tracer test in the urban thermal karst area, Budapest, Hungary. – In: J.H. Tellam (eds): *Urban Groundwater Management and Sustainability*, pp. 289-298.
- Eröss, A., Mádl-Szőnyi, J., Müller, I., Virág, M. 2006b: Hydrogeological investigations in the Rózsadomb area for the protection of the thermal karst system. – *Proceedings of the 8th conference on limestone hydrogeology 2006*, Neuchatel, Switzerland (ISBN 2-84867-143-2), pp. 105-108.
- Eröss, A., Mádl-Szőnyi, J. 2007: Hydrogeological studies on the Buda Thermal Karst system (Budapest, Hungary). – In: Riberio, L., Chambel, A., Condeso de Melo, M.T. (eds.): *Proceedings on CD (ISBN 978989-95297-3-1) of the XXXV. Congress of International Association of Hydrogeologists*, 17-21 September, Lisbon, Portugal, 9 p.
- Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., McDermott, F., E.I.M.F. 2006: Modification and preservation of environmental signals in speleothems. – *Earth-Science Reviews* 75, pp. 105-153.
- Ferenczy, I. 1926: Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. – *Földtani Közölny*, 55, pp. 196-205.
- Ferreri, V. 1985: Criteri di analisi di facies e classificazione dei travertini pleistocenici dell'Italia meridionale. – *Rend. Accad. Sc. Fis. e Mat.* 52, pp. 1-47.
- Fischbeck, R. Müller, G. 1971: Monohydrocalcite, hydromagnesite, nesquehonite, dolomite, aragonite and calcite in speleothems of the Frankische Schweiz, Western Germany. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 33, pp. 87-92.
- Fodor, L., Kercsmár, Zs., Sásdi, L., Harangi, Sz. 2008: Földtani érvek a vértési Köves-völgy karbonátos forráskúpjainak késő-kréta(?) kora ellen. – *Földtani Közölny*, 138/2, pp. 181-188.
- Folk, R.L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 43, pp. 1–38.
- Folk, R.L. 1994: Interaction between bacteria, nannobacteria, and mineral precipitation in hot springs of Central Italy. – *Géographie physique et Quaternarie*, 48, pp. 233-246.

- Folk, R.L., Chafetz, H.S., Tiezzi, P.A. 1985: Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy. – In: Schneidermann, N., Harris, P.M. (Eds.), *Carbonate Cements*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 36, pp. 349-369.
- Ford, D.C., Takácsné B. K. 1993: Abszolút kormeghatározás és stabilizotóp vizsgálatok budai barlangi kalcitmintákon. – *Karszt és Barlang* 1991, pp. 11-18.
- Ford, T.H., Pedley, H.M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. – *Earth-Science Reviews*, 41, pp. 117-175.
- Fouke, B. W. 2001: Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.) – *REPLY*. – *Journal of Sedimentary Research*, 71, pp. 497-500.
- Fouke, B. W., Farmer, J.D., Des Marais, D.J. Pratt, L., Sturchio, N.C., Burns, P.C., Discipulo, M.K. 2000: Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.) – *Journal of Sedimentary Research*, 70, pp. 565-585.
- Földvári, M., Berner, Zs., Stüben, D. 2003: Thermoanalytical study of Quaternary thermal lacustrine travertine occurrences in Hungary (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Szomód-Les-hegy). – *Acta Geologica Hungarica* 46, pp. 195–204.
- Frechen, M., Horváth, E., Gábris, Gy. 1997: Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research* 48, pp. 291–312.
- Friedman, I. 1970: Some investigations on the deposition of travertine from Hot Springs – I. The isotopic chemistry of a travertine-depositing spring. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, pp. 1303-1315.
- Friedman, I., O'Neil, J.R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: *Data of Geochemistry* 6th, Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK, p. 61.
- Fritz, P. 1965: Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio nei travertine della Toscana. – *Bool. Geof. Teor. ed Appl.*, 7, pp. 25-30.
- Gábris, Gy. 1994: Pleistocene evolution of the Danube in the Carpathian Basin. – *Terra Nova* 6, pp. 495– 501.
- Gábris, Gy. 1997: Gondolatok a folyóteraszokról. – *Földrajzi Közlemények CXXI. (XLV.) kötet*, 1997. 1-2. szám, pp. 3-16.
- Gábris, Gy. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján. – *Földtani Közlöny* 137/4, pp. 515-540.
- Gábris, Gy., Nádor A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. – *Quaternary Science Reviews* 26, pp. 2758-2782.
- Gaetani, G.A., Cohen, A.L. 2006: Element partitioning during precipitation of aragonite from seawater: A framework for understanding paleoproxies. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, pp. 4617-4634.
- Garnett, E.R., Andrews, J.E., Preece, R.C., Dennis, P.F. 2004: Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. – *Journal of Quaternary Science*, 19 (3), pp. 251-262.
- Gascoyne, M. 1992: Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. – *Quaternary Science Reviews*, 11, pp. 609–632.
- Gasparik, M. 1993: Late Pleistocene gastropod and vertebrate fauna from Tokod (NE Transdanubia, Hungary). – *Fragmenta Paleontologica Hungarica*, 16, pp. 89-116.
- Geyh, M.A., Schweitzer, F., Vértes, L., Vogel, J.C. 1969: A magyarországi würmi eljegesedés új kronológiai adatai. – *Földrajzi Értesítő*, 1969 (18), pp. 5-13.

- Gibbard, P.L., Cohen, K.M. 2008: Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. – *Episodes*, vol. 31., no.2., pp. 243-247.
- Gibbard, P.L., Lewin, J. 2008: River incision and terrace formation in the late Cenozoic of Europe. – *Tectonophysics*, doi:101016/tecto.2008.11.017
- Given, R.K., Wilkinson, B.H. 1985: Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiogenic sedimentary carbonates. – *Journal of Sedimentary Petrology* 55, pp. 109-119.
- Gonfiantini, R., Panichi, C., Tongiorgi, E. 1968: Isotopic disequilibrium in travertine deposition. – *Earth and Planetary Science Letters*, 5, pp. 55-58.
- Grencerczy, Gy., Kenyeres, A., Fejes, I. 2000: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. – *J. Geophys. Res.* 105, pp. 21835–21846.
- Grossman, E.L., Ku, T.-L. 1986: Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. – *Chemical Geology* 59, pp. 59-74.
- Guo, L., Riding, R. 1994: Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabric, Rapolano Terme, central Italy. – *Sedimentology*, 41, pp. 499-520.
- Guo, L., Riding, R. 1998: Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. – *Sedimentology*, 45, pp. 163-180.
- Guo, L., Riding, R. 1999: Rapid facies changes in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy. – *Sedimentology*, 46, pp. 1145-1158.
- Guo, L., Andrew, J., Riding, R., Dennis, P., Dresser, Q. 1996: Possible microbial effect on stable carbon isotope in hot-spring travertine. – *Journal of Sedimentary Research*, 66, pp. 468-473.
- Gyalog, L., Albert, G., Budai, T., Dudko, A., Csillag, G., Fodor, L., Peregi, Zs. 2002: A Dunántúl észak terület fedetlen földtani térképe. 1:100000. kézirat, MÁFI adattár.
- Gyalog, L., Császár, G. (Eds) 1995: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, 187, 171 p.
- Haas, J. 1994: Magyarország földtana. Mezozoikum – Egyetemi jegyzet, ELTE TTK, Budapest, pp. 20-27.
- Haas, J., Demény, A. 2001: Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary). – *Sedimentary Geology*, 151, pp. 225-242.
- Haas, J., Korpás, L., Török, Á., Dosztály, L., Góczán, F., Hámorné Vidó, M., Oraveczné Scheffer, A., Tardíné Filác, E. 2000: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben – a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében – *Földtani Közöny*, 130/3, pp. 371-421.
- Haas, J., Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A., Szederkényi, T. 2001: *Geology of Hungary*. – Eötvös University Press, Budapest, 317 p.
- Hajnal, G. 2001: A Budai Várhegy hidrogeológiája. – PhD értekezés, Akadémiai Kiadó, Budapest, 95 p.
- Hajnal, G. 2002a: A budavári barlang kútjainak hidrológiai vizsgálata. – *Hidrológiai Közöny*, 2002/1, pp. 39-46.
- Hajnal, G. 2002b: A budai Várhegy vízmérlege. – *Hidrológiai Közöny* 2002, 1., pp. 31-38.
- Hámor, G. 1996: Gyulakeszi Riolittufa Formáció. In: Gyalog L. (szerk.): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – *MÁFI Alkalmi Kiadványa*, Budapest, Hungary
- Hancock, P.L., Chalmers, R. M. L., Altunel, E., Cakir, Z. 1999: Travertines: using travertines in active fault studies. – *Journal of Structural Geology*, 21, pp. 903-916.
- Hennig, G. J., Grün, R., Brunacker, K., Pécsi, M. 1983a: Th²³⁰/U²³⁴ sowie ESR Alterbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. – *Eiszeitalter and Gegenwart*, 33, pp. 7-19.
- Hennig, G.J., Grün, R., Brunacker, K. 1983b: Speleothems, travertines and paleoclimates. – *Quaternary Research*, 20, pp. 1–29.

- Hertelendi, E., Svingor, É. 1996: Carbon and oxygen isotope ratios in carbonates deposited from hot water emerged from a well Demjén No. 42. – *Acta Geologica Hungarica*, 39, Suppl., 1996 (Isotope Workshop III), pp. 71-72.
- Hevesi, A. 1970: Az algák és a mohák szerepe a bükkii forrásmészkö képződésében. – *Botanikai Közlemények*, 57, pp. 233-244.
- Hevesi, A. 1972: Forrásmészkö képződés a Bükkben. – *Földrajzi Értesítő*, 21, pp. 187-205.
- Hoefs, J. 1997: *Stable isotope geochemistry*. – Springer-Verlag, Berlin 241 p.
- Horita, J., Clayton, R. N. 2007: Comment on the studies of oxygen isotope fractionation between calcium carbonates and water at low temperatures by (Zhou and Zheng, 2003) and (Zhou and Zheng, 2005). – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, pp. 3131–3135.
- Horusitzky, H. 1923: Tata-Tóváros hévforrásainak hidrogeológiája és közgazdasági jövője. – *MÁFI Évkönyve*, 25, pp. 1-83.
- Horusitzky, H. 1939: Budapest Duna jobbparti részének hidrogeológiája. – *Hidrologiai Közöny*, 18, pp. 1-404.
- Horváth, F., Cloetingh, S. 1996: Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* 266, pp. 287-300.
- Horváth, J., Fáneci, A., Scheuer, Gy. 1990: Az egerszalóki De.42 és a De.42/a jelű hévízkutak vízföldtani és vízkémiai vizsgálata. – *Hidrologiai Tájékoztató*, pp. 26-28.
- Horváth, Z., Mindszenty, A., Krolopp, E., Kárpáti, Z. 2008: Római kori talajjal fedett travertínó-sorozat Óbudán – Az ember környezetváltoztató hatásának korai dokumentumai a főváros területén. – *Földtani Közöny* (közlésre beküldve)
- Huang, Y., Fairchild, I.J. 2001: Partitioning of Sr²⁺ and Mg²⁺ into calcite under karst- analogue experimental conditions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, pp. 47-62.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J. 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. – In: Berger et al. (Eds.), *Milankovitch and Climate*, Part 1, D.Riedel, Hingham, MA, pp. 269-305.
- Inskip, W.P., McDermott, T.R., 2005: *Geothermal Biology and Geochemistry in Yellowstone National Park*. – *Proceeding of the Thermal Biology Institute Workshop, Yellowstone National Park, WY, USA*, p. 352.
- Irion, G., Müller, G. 1968: Huntite, dolomite, magnesite and polihelite of recent age from Tuz Gölü, Turkey. – *Nature*, 220, pp. 130–131.
- Ishigami, T., Suzuki, R. 1977: Factors affecting the crystalline form of calcareous sinters. – *Geochemistry*, Tokyo 11, pp. 9-13.
- Jakucs 1948: A hévforrásos barlangkeletkezés földtani és fizikai tényezői. – *Hidrologiai Közöny*, 28, pp. 53-58.
- Jakucs 1950: Újabb hozzászólások a Budai-hegység hidrotermáinak eredetéhez. – *Hidrologiai Közöny*, 30, pp. 233-235.
- Jámbor, Á. 1968: A Budapest környéki neogén képződmények ösföldrajzi vizsgálata. – *MÁFI Évi Jel.* 1967. évről, pp. 135-142.
- Jámbor, Á. 1993: A magyarországi negyedidőszaki képződmények geológiájának vázlata és rétegtanuk. – *Kézirat*, MGSZ Adattára.
- Jannsen, A. 1999: *Petrography and geochemistry of active and fossil tufa deposits from Belgium*. – PhD thesis, Katholieke Universiteit Leuven, Departement Geografie-Geologie, 392 p.
- Jánossy, D. 1961: Az első fosszilis viziló-leletek hazánk pleisztocénjéből. – *Állattani közlemények*, 49, pp. 63-74.
- Jánossy, D. 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – *Akadémiai Kiadó*. Budapest, pp. 5-195.

- Jánossy, D. 1986: Pleistocene Vertebrate faunas of Hungary. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 208 p.
- Jánossy, D. Krolopp, E. 1981: Die pleistozänen Schnecken und Vertebraten-Faunen von Süttő. – *Fragmenta – Mineralogica et Palaeontologica*, 10, pp. 31-58.
- Járai-Komlódi, M. 1964: Die Palynologischen Untersuchungen. – In: Vértes, L. ed.: *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn*. Akadémia Kiadó 1964. pp. 67–77.
- Járai-Komlódi, M. 1973: Pollenstatistical examinations of the travertine layers of the palaeolithic site at Vértesszőlős. – *Földrajzi Közlemények*, XXI., pp. 120-131.
- Járai-Komlódi, M. 1990: Pollen-statistical analysis from the Vértesszöllős travertine. – In: Kretzoi, M., Dobosi, V.T. (Eds.): *Vértesszőlős site, mand and culture*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 125-135.
- Járai-Komlódi, M., Skoflek, I., Stieber, J. 1964: Die Stratigraphische Wertung der botanischen Beobachtungen – In: Vértes, L. ed.: *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn*. Akadémiai Kiadó, 1964. pp. 83-86.
- Jaskó, S. 1959: Karsztvíz a Dunántúli-középhegységben. – *Hidrológiai Közöny*, 39/2., pp. 285-297.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Nouet, J., Barnola, J.M., Chapellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schwander, J., Spahni, R., Souchez, R., Selmo, E., Silt, A., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stauffer, B., Stocker, T., Tison, J.-L., Werner, M., Wolff, E.W. 2007: Orbital and millennial Antarctic climate variability over the last 800 000 years. – *Science*, 317, pp. 793-796.
- Juhász, Á. 1987: *Évmilliók emlékei*. 562 p.
- Kadič, O. 1942: A budavári barlangpincék, a várhegyi barlang és a Barlangtani Gyűjtemény ismertetése. – *Barlangvilág*, 12/3-4, pp. 49-75.
- Kaiser, M., 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. – *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.*, vol. 110. Berlin-Stuttgart, pp. 1–14.
- Karátson, D. (szerk.) 1997: *Magyarország földje*. 555 p.
- Karner, D. 2003: The revolution in Paleoclimatology. – *Lauderback Lucheon Presentation*, <http://eps.berkeley.edu/~jlipps/louderback/karner/karner>
- Katz, A., Sass, E., Starinsky, A., Holland, H.D. 1972: Strontium behavior in the aragonite- calcite transformation: an experimental study at 40-98 °C. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, pp. 481-496.
- Kele, S. 2002: A budakalászi édesvízi mészkő izotópegokémiai vizsgálata. – *Tudományos Diákköri Dolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Közzetani és Geokémiai Tanszék*, 63 p.
- Kele, S. 2003: *Izotópegokémiai vizsgálatok a budakalászi édesvízi mészkővön*. – *Diplomadolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, Közzetani és Geokémiai Tanszék*, 117 p.
- Kele, S. 2008: Az édesvízi mészkövek titkai: Egyszőlőstől Pamukkaléig. – *Élet és Tudomány*, LXIII. Évfolyam, 25. szám, 2008, pp. 784-787.
- Kele, S., Vaselli, O., Szabó, Cs., Minissale, A. 2003: Stable isotope geochemistry of Pleistocene travertine from Budakalász (Buda Mts., Hungary). – *Acta Geologica Hungarica*, 46/2, pp. 161-175.
- Kele S., Siklósy Z., Demény A. 2004a: Depositional facies and stable isotope geochemistry of some Hungarian travertine occurrences. – *ESIR VII Isotope Workshop, Séggauberg, 27 June - 1 July, 2004*. Abstract, pp. 75-77.
- Kele, S., Demény, A., Vaselli, O., Szabó, Cs., 2004b: Stable isotope study and scanning electron microprobe evidence for shrub structures of bacterial origin from travertines. – *Abstract. 32th International Geological Congress, Florence, Italy, p.201., 2004*
- Kele, S., Siklósy, Z., Demény, A. 2004c: Stable isotope study on some Hungarian travertine occurrences.- Climatic and tectonic controls on travertine formation: the case of the Pannonian

- Basin – field course. – Collection of reprints, preprints, submitted papers and abstracts. 4-9. July, 2004, Tata and Egerszalók, Hungary, pp. 224-225.
- Kele, S., Korpás, L., Demény, A., Medzihradzky, Zs., Kovács-Pálffy, P., Lantos, M. 2004d: Petrography and geochemistry of travertines from Tata, Porhanyó quarry (Hungary). – Collection of reprints, preprints, submitted papers and abstracts. 4-9. July, 2004, Tata and Egerszalók, Hungary, pp. 185-210.
- Kele, S., Korpás, L., Kovács-Pálffy, P., Lantos, M. 2004e: Sedimentology, mineralogy, lake evolution and chronology of the Quaternary Tata thermal lacustrine travertine (Hungary). – „Topical issues of the research of Middle Palaeolithic period in Central Europe”, *Tudományos füzetek* (ISSN 0866-2908), 12, pp. 33-51.
- Kele, S., Siklós, Z., Demény, A., Németh, T., Wein, A. 2005: Geochemical and petrographic studies on the recent Egerszalók hot-water travertine and thermal water (NE- Hungary): evidence for non-equilibrium precipitation. – Proceedings of 1st International Symposium on TRAVERTINE, Pamukkale University, Denizli, Turkey, p.161.
- Kele, S., Korpás, L., Demény, A., Kovács-Pálffy, P., Bajnóczy, B., Medzihradzky, Zs. 2006: Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies. – *Acta Geologica Hungarica* 49/1, pp. 1-31.
- Kele, S., Demény, A., Borsody, J. 2007: Stable isotopic investigations on travertines from the Gerecse Mts. (Hungary). – IX ESIR Workshop, *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, Vol. 52, (1), pp. 39-40.
- Kele, S., Demény, A., Mehmet, Ö., Ali, G., Alçiçek, M. C., Siklós, Z., Fórizs, I. 2008a: Non-equilibrium fractionations during travertine deposition, or a new equilibrium line? – European Geosciences Union, General Assembly, Vienna, 13-18 April, 2008
- Kele, S., Demény, A., Siklós, Z., Németh, T., Mária, T., B.Kovács, M. 2008b: Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. – *Sedimentary Geology*, 211, pp. 53-72.
- Kéz, A. 1933: A budai Várhegy teraszkvacsa. – *Földrajzi Közlemények* 61., pp. 266-268.
- Kéz, A. 1965: Az édesvízi mészkövek koráról. – *Földrajzi Értesítő*, 14, pp. 164-165.
- Kim, S.-T., O’Neil, J. R. 2005: Comment on “An experimental study of oxygen isotope fractionation between inorganically precipitated aragonite and water at low temperatures” by G.-T. Zhou and Y.-F. Zheng. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, pp. 3195-3197.
- Kim, S.-T., Mucci, A., Taylor, B. 2007a: Phosphoric acid fractionation factors for calcite and aragonite between 25 and 75°C: Revisited. – *Chemical Geology*, 246, pp. 135-146.
- Kim, S.-T., O’Neil, J.R., Hillaire-Marcel, C., Mucci, A. 2007b: Oxygen isotope fractionation between synthetic aragonite and water: Influence of temperature and Mg²⁺ concentration. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, pp. 4704-4715
- Kis, P. 1818: Die Geschichte der Freilegung. pp. 9-11. – In: Vértés, L. ed.: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. *Akadémiai Kiadó, Budapest*
- Kissin, I.G., Pakhomov, S.I. 1967: The possibility of carbon dioxide generation at depth at moderately high temperature. – *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 174, pp. 451-454.
- Kitano, Y. 1963: Geochemistry of calcareous deposits found in hot springs. – *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* 11, pp. 68-100.
- Koban, C.G., Schweigert, G. 1993: Microbial origin of travertine fabrics- two examples from Southern Germany (Pleistocene Stuttgart travertines and Miocene Riedöschingen travertine). – *Facies* 29, pp. 251-264.
- Koch, A. 1899: A kiscelli párkánysík geológiai szelvényének mintája. – *Földtani Közöny*, 29, pp. 33-37.
- Kordos, L. 1979: A magyarországi paleoklimatológiai kutatások módszerei és eredményei. (kézirat)

- Kordos, L. 1994: Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős. – Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 171, pp. 225-236.
- Kormos, T. 1909: A pleisztocén ősemler nyomai Tatán. – Földtani Közönlöny, 39, pp. 149-151.
- Kormos, T. 1912: A tatai őskőkori telep. – MÁFI Évkönyve, 20/1, pp. 1-66.
- Kormos, T. 1915: Pleisztocén teknősök Dunaalmásról. – Földtani Közönlöny, 45, pp. 44.
- Kormos, T. 1925: A süttöi forrásmészkö-komplexum faunája. – Állattani Közlemények, 2/3-4, pp. 159-175.
- Kormos, T., Schréter, Z. 1916: Előzetes jelentés a Budai-hegység és a Gerecse hegység szélein előforduló édesvízi mészkövek tanulmányozásáról. – MÁFI Évi Jel. 1915-ről, pp. 542-544.
- Korpás, L. 1998: Paleokarst studies in Hungary. Vol. 195. – Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary. Budapest. 142 p.
- Korpás, L. 2000: A Budai-hegység karsztrendszer. – In: Milleniumi Barlangnap 2000. június 23-25. MKBT alkalmi kiadványa, pp. 17-24.
- Korpás, L. 2003a: Édesvízi mészkövek: új szedimentológiai modell és kronológia. – OTKA zárójelentés (1999-2002).
- Korpás, L. 2003b: Basic pattern of Quaternary travertine: a review with special regard to the Hungarian deposits. – Acta Geologica Hungarica, 46/2, pp. 131-148.
- Korpás, L., Fodor, L., Magyarai, Á., Dénes, Gy., Oravec, J. 2002: A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. – Karszt és Barlang, 1998-1999/I-II., pp. 57-93.
- Korpás, L., Kovács-Pálffy, P., Lantos, M., Földvári, M., Kordos, L., Krolopp, E., Stüben, D., Berner, Zs. 2003: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of the Buda Vár-hegy travertine. – In: Veress, M. (Ed.) Karsztfejlődés VIII., Szombathely, pp. 81-105. (In Hungarian)
- Korpás, L., Kovács-Pálffy, P., Lantos, M., Földvári, M., Kordos, L., Krolopp, E., Stüben, D., Berner, Zs. 2004: Sedimentology, geochemistry, chronology and palaeokarst evolution of Quaternary thermal lacustrine travertine. An integrated case study from Vár-hegy, Budapest, Hungary. – Földtani Közönlöny 134/4., pp. 541-562.
- Kovács, A. 1995: A budakalászi édesvízi mészkő mikrofácies vizsgálata. – Diplomamunka, ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 98 p.
- Kovács, J., Müller, P. 1980: A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. – Karszt és Barlang, II. füzet, pp. 93-98.
- Kovács-Pálffy, P., Földvári, M. 2004: Mineralogy of the travertines in NE Transdanubia (Hungary) – Földtani Közönlöny, 134/4., pp. 105-126.
- Kraft, J., Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1986: Pécs környéki forráslerakódások vizsgálata. – Pécsi Műszaki Szemle. 3. pp. 13-18.
- Krausz, S. 1983: A Budai-hegység hévizes barlangjainak fejlődéstörténete. – Karszt és Barlang, 1982/1, pp. 29-34.
- Kretzoi, M. 1953: A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. – MTA Műszaki Tud. Oszt. Közleményei, 9, pp. 89-99.
- Kretzoi, M. 1955: Adatok a Magyar-medence negyedkori tektonikájához. – Hidrológiai Közönlöny, 35, pp. 19-44.
- Kretzoi, M. 1959: Vita dr. Pécsi M. A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása c. Kandidátusi értekezéséről. – Földrajzi Értesítő, 8, p.123
- Kretzoi, M. 1964: Die Wirbeltierfauna des Travertinkomplexes von Tata. – In: Vértés, L. (Ed): Tata, eine mittelpaläolithische Travertine-Siedlung in Ungarn, Akadémiai Kiadó, Budapest, Archaeologica Hungarica 43., pp. 105-126.
- Kretzoi, M. 1978: Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces gyűjteményében I. A Széchenyi-hegy pliocén édesvízi mészkövének faunája. – MÁFI Évi Jel., pp. 347-358.

- Kretzoi, M. 1980: Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces-gyűjteményében (5. közlemény). – MÁFI Évi Jelentése az 1978. évről, pp. 347-358
- Kretzoi, M. 1990: The vertebrate palaeontological research at the site. – In: Kretzoi, M, Dobosi, V.T. (eds): Vértesszőlös site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp.183-186.
- Kretzoi, M., Vértes, L. 1964: Zusammenfassung. In: Vértes L. (Ed.) Tata, eine mittelpaläolithische Travertine-Siedlung in Ungarn. – *Archaeologica Hungarica* 43., pp. 251-256.
- Kretzoi, M., Vértes, L. 1965: The role of Vertebrate fauna and Palaeolithic industries of Hungary in Quaternary stratigraphy and chronology. – *Acta Geologica*, 9, pp. 125-143.
- Kretzoi, M., Vértes, L. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlatja. – *Földrajzi Közlemények*, 17, pp. 179-203.
- Kretzoi, M., Pécsi, M. 1979: Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. – *Acta Geol.*, 22., 3-33. - (Studies on Loess.) Int. Geol. Correlation Programme Magnetostratigraphy, 1980, Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 128.
- Kretzoi, M., Pécsi, M. 1982. Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian Basin. – *Quaternary Studies in Hungary*, INQUA Hungarian, National Committee, pp. 11-42.
- Kretzoi, M., Dobosi, V.T. 1990: Vértesszőlös, Man, Site and Culture. – Akadémiai Kiadó, Budapest
- Kriván, P. 1964a: Erőzóiárbázis feletti édesvízi mészkőalakulatok földtani vizsgálatának elvi alapjairól. – *Őslénytani viták*, pp. 13-18.
- Kriván, P. 1964b: Die Freilegung des jungpleistozänen Süßwasserkalksteinkomplexes. In: Vértes, L.(Ed.) 1964: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn, – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 15-17.
- Krolopp, E. 1961: A Buda-környéki alsó-pleisztocén mészszipak csigafaunájának állatföldrajzi és ökológiai vizsgálata. – *Doktori értekezés*, Budapest, 146 p.
- Krolopp, E. 1964: Die Molluskenfauna. – in: Vértes, L. (Ed.) 1964: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 87-104.
- Krolopp, E. 1965a: A hazai pleisztocén malakológiai kutatások eredményei és feladatai. – *Őslénytani viták*, pp. 29-36.
- Krolopp, E. 1965b: Mollusc fauna of the sedimentary formation of the Quaternary period, Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 9, pp. 153-160.
- Krolopp, E. 1969: Die jungpleistozäne Molluskenfauna von Tata (Ungarische VR). – *Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss., Reihe A.*, 14, pp. 491-505.
- Krolopp, E. 1973: Negyedkori malakológia Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények*, XXI., pp. 161-171.
- Krolopp, E. 1977: A magyarországi negyedkori üledékek abszolút kronológiai adatai. – *Földrajzi Közlemények*, 25, pp. 230-232.
- Krolopp, E. 1978: Middle Pleistocene mollusc fauna from the Vértesszőlös campsite of prehistoric man. – *Földrajzi Közlemények*, 35 (1-3), pp. 188-211.
- Krolopp, E. 1983: Biostratigraphic division of Hungarian Pleistocene formations according to their mollusc fauna. – *Acta Geologica Hungarica* 26, pp. 69-82.
- Krolopp, E. 1990: Molluscan fauna from Vértesszőlös. – In: Kretzoi, M., Dobosi, V.T. (Eds): Vértesszőlös site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 163-182.
- Krolopp, E. 1995: Biostratigraphic division of Pleistocene formations in Hungary according to their Mollusc fauna. – In: Füköh, L. (Ed.) *Quaternary Malacostratigraphy in Hungary*. – *Malacological Newsletter*, supplement, 1, pp. 17-78.
- Krolopp, E. 2003: Mollusc species of the Hungarian Pleistocene formations (as of Des 31 of year 2002). – *Malakológiai Tájékoztató* 21, pp. 13-18.

- Krolopp, E. 2004: The importance of mollusc fauna in the study of travertine deposits. – *Földtani Közlöny*, 134/2, pp. 219–225.
- Krolopp, E., Schweitzer, F., Scheuer, Gy., Dénes, Gy., Kordos, L., Skoflek, I., and Jánossy, D. 1976: A budai Várhegy negyedkori képződményei. – *Földtani Közlöny*, 106, pp. 193–228.
- Krolopp, E., Schweitzer, F., Scheuer, Gy., Hably, L., Skoflek, I., Kordos, L. 1989: Az egri pleisztocén édesvízi mészkő geomorfológiai, paleohidrológiai és őslénytani vizsgálata. – *Földtani Közlöny*, 119/1, pp. 5–29.
- Kubinyi, F. 1863: Az Óbuda-kisczelli mésztuffban 1856-ban talált csontmaradványok. – *Földt. Társ. Munk.*, II. k.
- Kubovics, I. 1985: Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. – *Acta Geologica Hungarica*, 28, pp. 141–164.
- Kulja, A., Kele, S., Siklósy, Z., Demény, A., Ramaley, R. 2006: Microbial Studies of an Isolated Active Travertine Hot Spring (Egerszalók) located in Hungary. – *Extremophiles 2006 Conference, Brest, Brittany, France, Abstract series*, p.153.
- Láng, S. 1955: Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. – *Földrajzi Értesítő*, 4, pp. 143–157.
- Lantos, M. 2004: Magnetostratigraphic correlation of Quaternary travertine sequences in NE Transdanubia. – *Földtani Közlöny*, 134/2, pp. 227–236.
- Lantos M., Korpás, L., Kovács-Pálffy, P., Kordos, L., Krolopp, E. 2000: Sedimentology and chronology of Quaternary lacustrine travertine key section – an integrated study in Hungary. – 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, CD-ROM
- Latham, A.G., Schwarcz, H.P. 1990: Magnetic polarity of travertine samples from Vértesszőlös. – In: Kretzoi, M. és Dobosi, V.T. (Eds.): *Vértesszőlös site, man and culture*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 553–555.
- Lauritzen, S.–E., Haugen, J.E., Lovlie, R., Gilje-Nielsen, H. 1994: Geochronological potential of isoleucine epimerization in calcite speleothems. – *Quaternary Research*, 41, pp. 52–58.
- Leél-Őssy, S. 1957: A Budai-hegység barlangjai. – *Földrajzi Értesítő*, 6, pp. 157.
- Leél-Őssy, Sz. 1995: A budai Rózsadomb és környékének különleges barlangjai. – *Földtani Közlöny* 125, vol. 3–4., pp. 363–432.
- Leél-Őssy, Sz. 1997: A József-hegyi-barlang (Budapest) geológiai viszonyai, fejlődéstörténete és a Rózsadomb környéki termálkarsztos barlangok genetikája. – *Kandidátusi értekezés*. 114 p.
- Leél-Őssy, Sz., Surányi, G. 2003: Peculiar hydrothermal caves in Budapest, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica*, 46/4, pp. 407–436.
- Leitmeier, H. 1915: Zur kenntnis der carbonate. II. Teil. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie Beilageband* 40, pp. 655–700.
- Léczfalvy, S. 1966: *Vízbeszerzés, vízellátás, forrásokból*. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 182 p.
- Lénárt, L. 2004: A fenntartható karsztvízhasználat néhány kérdésének vizsgálata a Bükkben, valamint az Aggteleki- és Szlovák-karszton. – *Karsztfejlődés IX.*, pp. 103–118.
- Lénárt, L., Lénárt, L.-né, Lénárt, E.I. 2007: Gázbuborék csövek leírása a recki bányából és az egerszalóki mésztufadombról. – *Karsztfejlődés XII*, pp. 287–301.
- Liffa, A. 1904: Geológiai jegyzetek Sárísáp vidékéről. – *MÁFI Évi Jel.* 1903. évről, pp. 215–232.
- Liffa, A. 1907: *Megjegyzések Staff. Adatok a Gerecse-hegység stratigráfiai...stb.c. művéhez*. – *MÁFI Évkönyve*, XVI. Kötet, pp. 3–18.
- Liffa, A. 1909: Geológiai jegyzetek Nyergesújfalu és Neszmély környékéről. – *MÁFI Évi Jel.* 1907. évről, pp. 148–171.
- Lorens, R.B. 1981: Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, pp. 553–561.

- Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N.I., Korotkevich, Y.S., Kotlyakov, V.M. 1985: A 150 000-year climatic record from Antarctic ice. – *Nature*, 316, pp. 591-596.
- Malesani, P., Vanucchi, S. 1975: Precipitazione di calcite o di aragonite dalle acque termominerali in relazione alla genesi e all'evoluzione dei travertini. – *Accademia Lincei, Rendiconti Scienze fisica, matematica e naturale* 58, pp. 761-776.
- McConnaughey, T. 1989: ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates II: In vitro simulation of kinetic isotope effects. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, pp. 163-171.
- McCrea, J.M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *Journal of Chemical Physics*. 18, pp. 849-857.
- McKee, J.K. 1993: Formation and geomorphology of caves in calcareous tufas and implications for the study of Taung fossil deposits. – *Trans. R.Soc. S. Afr.*, 48, pp. 307–322.
- Meredith, J.C., 1980: Diagenesis of Holocene-Pleistocene (?) travertine deposits: Fritz Creek, Clark County and Fall Creek, Bonneville County. – Msc. thesis, Univ. Houston, Idaho.
- Mihályi-Lányi, I. 1964: Sedimentpetrographische Untersuchungen. – In: Vértés, L. (Ed.): *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Akadémiai kiadó, Budapest*, pp. 37-42.
- Mindszenty, A., Mádlné, Sz.J., Pethő, S.L., Kovács, J., Müller, I., Fodor, L., Kádár, M., Angelus, B., Eröss, A., Nyúl, K., Poyanmehr, Z., Varga, R. 2000: A Rózsadombi Termálkarszt Monitoring optimalizálása. Zárójelentés a 2000. évben végzett munkáról. – kézirat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék
- Moldvay, L. 1966: A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsek hegységben és a Magyar Középhegységben. – *Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről*, pp. 209-221.
- Mook, W.G., Bommerson, J.C., Staverman W. H. 1974: Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. – *Earth and Planetary Science Letters*, 22, pp. 169-176.
- Morse, J.W., Bender, M.L. 1990: Partition coefficients in calcite: Examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems. – *Chemical Geology* 82, pp. 265-277.
- Mottl, M. 1942: Adatok a hazai ó- és újpleisztocén folyóteraszok emlősfáunájához. – *MÁFI Évkönyv*, 36, pp. 65-70.
- Mottl, M. 1943: A várhegyi barlangpincék ópleisztocén emlősfáunája. – *Barlangkutatás*, 16 (3), pp. 285-292.
- Müller, P. 1989: Hydrothermal paleokarst of Hungary. In: Bosák, P., Ford, D.C., Glazek, J., Horacek, I. (Eds): *Paleokarst – A systematic and regional review*. Elsevier and Academia, Amsterdam and Praha, pp.155-163.
- Müller, P., Magyar, I. 2008: A budai pannóniai képződmények. – *Földtani Közlöny*, 138/4, pp. 345-354.
- Müller, P. 1997: Az újabb neogén. – *Magyarország Földje* (Karátson D. ed.)
- Nádor, A. 1991: A Budai-hegység paleokarsztjai. – *Egyetemi doktori értekezés, ELTE, Általános és Történelmi Földtani Tanszék*, 171 p.
- Nádor, A., Sásdi, L. 1991: A budai-hegység paleokarsztjai és fejlődéstörténetük. Termális hatást nem tükröző paleokarsztok. – *Karszt és Barlang*, I-II, pp. 3.-10.
- Nádor, A., Thamó-Bazsó, E., Magyar, Á., Babinszki, E. 2007: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). – *Sedimentary Geology*, 202, pp. 174-192.
- Nagy, T. 2002: A geomorfológiai helyzet és a litofáciesek kapcsolatának nyomozása a süttői édesvízi mészkő előfordulások területén. – *Diplomamunka, ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék*.

- Nagymarosy, A., Báldi-Beke, M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the Standard Nannoplankton Zonation. – Ann. Univ. Sci. Budapest. De Rol. Eötvös nom., sect., Geol., XXVIII, pp. 3-25.
- Németh, G. 1993: Föld körüli csavargásaim. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 216 p.
- Noszky, J. 1925: A levantei források meszék a pesti oldalon. – Földtani Közölny, 55., pp. 238-239.
- Noszky, J. 1935. Adatok a Visegrádi Dunaszoros terraszképződményeinek geológiai ismeretéhez. – Földtani Intézet Évi Jelentése (1933-1935), pp. 1523-563.
- Novothy, Á., Frechen, M., Horváth, E., Bradák, B., Oches, E.A., McCoy, W.D., Stevens, T. 2008: Luminescence and amino acid racemization chronology of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. – Quaternary International, doi:10.1016/j.quaint.2008.01.009
- Oakley, K.P. 1990: Analytical work on fossil bones from Vértesszőlős. – In: Kretzoi, M., V.T. Dobosi (Eds): Vértesszőlős site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 543-544.
- Ohmoto, H., Rye, R.O. 1979: Isotopes of sulfur and carbon. – In H.L. Barnes, ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, John Wiley, New York, pp. 509-567.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – The J. of Chem. Physics, 51, pp. 5547-5558.
- Opauszky, L., Matus, L., Lukács, J., Kiss, I. 1964: Die Bestimmung der Paleotemperatur durch Messung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Isotopverhältnisses von Karbonaten. – In: Vértes, L. (Ed.): Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 19-29.
- Osmond, J.K. 1990: $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$ dating of Vértesszőlős. – In: Kretzoi, M., Dobosi, V.T. (Eds.): Vértesszőlős site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, 545 p.
- Özkul, M., Varol, B., Alçiçek, M.C. 2002: Depositional environments and petrography of Denizli travertines. – Bulletin of the Mineral Research and Exploration 125, pp. 13-29.
- Palotai, M. 2004: A Gellért-hegy és a Lukács-fürdő vizeiben mért radon- és rádiumtartalom lehetséges forrásai. – Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Atomfizikai Tanszék, 2004, 63 p.
- Panichi, C., Tongiorgi E. 1976: Carbon isotopic composition of CO_2 from springs, fumaroles, mofettes and travertines of central and southern Italy: a preliminary prospection method of geothermal areas. – Proc. 2nd U. N. Symp. on the Develop. and Use of Geotherm. Energy, San Francisco, 20- 29 May 1975, pp. 815-825.
- Papp, F. 1942: Gyógyvizeink és a földtani adottságok. – Mérnöki Továbbképző Intézet 1941. évi anyaga, XI. Kötet, 7. füzet, Budapest, pp. 1-40.
- Papp, F. 1957: Az ásvány és gyógyvizek hidrogeológiája és fürdőitani leírása. In: Schulhof Ö.: Magyarország ásvány és gyógyvizei. – Akadémiai Kiadó, Budapest. 346 p.
- Pavletić, Z. 1964: Die biologische Zusammensetzung des pleistozänen Kalktuffes von Tata und seine Entstehung. – In: Vértes, L. (Ed.): Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 47-49.
- Pávai Vajna, F. 1932: Új gyógyforrások Budán. – Hidrológiai Közölny 12. évf. pp. 98-109.
- Pazdur, A., Pazdur, M.F., Szulc, J. 1988: Radiocarbon dating of Holocene calcareous tufa in southern Poland. – Radiocarbon, 30, pp. 133-152.
- Peabody, F.E. 1954: Travertine and cave deposits of the Kaap Escarpment of South Africa, and the type locality of *Australopithecus africanus* Dart. – Bull. Geol. Soc. Am., 65, pp. 671-706.
- Pedley, H.M. 1987: The Flandrian (Quaternary) Caerwys tufa, North Wales: an ancient barrage tufa deposit. – Proc. Yorks. Geol. Soc., 46, pp. 141-152.
- Pedley, H.M. 1990: Classification and environmental models of cool freshwater tufas. – Sedimentary Geology, 68, pp. 143-154.
- Pedley, H.M., Andrews, J., Ordonez, S., Garcia del Cura, M.A., Martin, J.-A.G., Taylor, D. 1996: Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study

- of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. – *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121, pp. 239-257.
- Pelikán, P. 2006: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1: 50 000). – MÁFI, Budapest, 284 p.
- Peregi, Zs., Korpás, L. 2002: Felső-kréta (?) forráskúpok a Vértes-hegységben. – *Földtani Közlöny*, 132 (3-4), pp. 477-480.
- Pécsi, M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. (Formation and geomorphology of the Danube valley in Hungary) – *Földrajzi Monográfiák*, III. kötet, Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- Pécsi, M. 1964: A magyar középhegységek geomorfológiai kutatásának újabb kérdései. – *Földrajzi Értesítő*, 13, pp. 1-29.
- Pécsi, M. 1973: A vértesszőlősi ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora (Geomorphological position and absolute age of the lower paleolithic site at Vértesszőlős, Hungary. – *Földrajzi Közlemények*, XXI. Kötet., pp. 109-125.
- Pécsi, M. 1978: Die Terrassen und Flächen des Donautales in Ungarn. – *DEUQUA Excursion 3-5 Sept. 1978. Wiener Becken – Mittleres Burgenland – Transdanubien. Excursionsführer*, Helga Schneiderbauer, Wien-Budapest, pp. 51-61.
- Pécsi, M. 2001: Geomorfológiai felszínek képződése a lepusztulás, a felhalmozódás és a lemeztektonika térbeni és időbeni változásának hatására. – *Földrajzi Értesítő*, 50 (1-2), pp. 33-49.
- Pécsi, M., Osmond, J.K. 1973: Geomorphological position and absolute age of the settlement of Vértesszőlős of lower Paleolithic prehistoric man in Hungary. – 9th Congress Internat, Union Quaternary Research, Christchurch (N.Z.), 2-10. Dec.1973, abstracts, pp. 283-284.
- Pécsi, M., Pevzner, M.A. 1975: Paleomágneses vizsgálatok a Gerecsében. – *Kézirat*, MTA FKI, Budapest, pp. 1-10.
- Pécsi, M., Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1982: Geomorphological position and chronological classification of Hungarian travertines. – *Quaternary Studies in Hungary*, Budapest, pp. 117-133.
- Pécsi, M., Scheuer, Gy., Schweitzer, F., Hahn, Gy., Pevzner, M.A. 1985: Neogene-Quaternary geomorphological surfaces in the Hungarian Mountains. In: *Problems of the Neogene and Quaternary in the Carpathian Basin*. Ed. By Kretzoi, M. And Pécsi, M., Budapest, Akadémiai Kiadó, pp.51-63. (Studies in Geography in Hungary 19.)
- Pécsi, M., Gerei, L., Schweitzer, F., Scheuer, Gy., Márton, P. 1987: Loess and paleosol sequences in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the Late Cenozoic. In: *Pleistocene environment in Hungary*. Ed. By Pécsi M., Budapest, MTA FKI, pp. 39-56.
- Pécsi, M., Scheuer, Gy., Schweitzer, F., Márton, P. 1988: Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. – *Időjárás* 92, pp. 75-86.
- Pécsi, M., Schweitzer, F., Kis, É. 1994: Kisalföld-terassen des Donautales- Gerecse-Gebirge – Visegráder-Gebirge – Budaer-Gebirge – Bakony-Gebirge – Paralleltäler von Zala-Kemenesrücken. – *Exkursionsführer von Transdanubien, anlässlich der Mitteleuropäischen Geomorphologentagung*, 16-18. Juli 1994, pp.
- Pentecost, A. 1995a: The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia. – *Quaternary Science Review*, 14, pp. 1005-1028.
- Pentecost, A. 1995b: Geochemistry of carbon dioxide in six travertine-depositing waters of Italy. – *Journal of Hydrology*, 167, pp. 263-278.
- Pentecost, A. 2005: *Travertine*. – Springer-Verlag. 445 p.
- Pentecost, A., Viles, H. 1994: A review and reassessment of travertine classification. – *Géographie physique et Quaternaire*, 48, pp. 305-314.

- Peregé, Zs., Korpás, L. 2002: Felsőkréta (?) forráskúpok a Vértes hegységben. – *Földtani Közlemények, Rövid Közlemények*, 132/3-4, pp. 477-480.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chapellaz, J., Davis, M., Delayque, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stevenard, M. 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – *Nature*, 399, pp. 429-436.
- Pingitore, N.E., Eastman, M.P. 1986: The coprecipitation of Sr with calcite at 25 degrees C and 1 atm. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, pp. 2195-2203.
- Póka, T., Zelenka, T., Szakács, A., Seghedi, I., Nagy, G. 1997: Petrology and geochemistry of the Miocene ignimbritic volcanism of the southern foreland of the Bükk Mountains, Hungary. *PANCARDI'97*. Kraków – Zakopane, Poland, p. 1097.
- Prosser, S. J., Scrimgeour C. M. 1995: High-precision determination of $^2\text{H}/^1\text{H}$ in H_2 and H_2O by continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. – *Analytical Chemistry*, 67, pp. 1992- 1997.
- Pursell, V.J. 1985: The petrology and diagenesis of Pleistocene and Recent travertines from Gardiner, Montana, and Yellowstone National Park, Wyoming. – M.Sc. thesis, University of Texas, Austin, 153 p.
- Rózsavölgyi, J. 1964: Die mineralogische Untersuchung der Bohrkerne. – In: Vértes, L. (Ed.): *Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 31-36.
- Rubinson, M., Clayton, R.N. 1969: Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, pp. 997-1002.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. 2004: Palaeoenvironmental reconstruction of the Tata Porhanyó-bánya middle paleolithic archeological site on the basis of sedimentological analyses. – Abstract series, „Topical issues of the research of Middle Palaeolithic period in Central Europe”, Tata-Castle, Tata, Hungary 20-23. October 2003
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. 2007: Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the Central Pannonian Basin: a quantitative, geomorphological, geochronological and structural analysis. – PhD-thesis, Department of Isotope Geochemistry, Vrije Universiteit, Amsterdam 149 p.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Bradák B. 2005: Tata-Porhanyóbánya – az utolsó interglaciális időszak kimutatása szedimentológiai és mágnesezhetőségi vizsgálatok együttes alkalmazásával. – *Földtani Közlemény* 135/2, pp. 193-208.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs, Fodor, L. Bada, G., Leél-Össy, Sz., Horváth, E., Dunai, T.J. 2005a: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. – *Tectonophysics* 410, pp. 157-172.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs, Dunai, T.J., Bada, G., Fodor, L., Horváth, E. 2005b: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced ^3He . – *Tectonophysics* 410, pp. 173-187.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Zs, Dunai, T. Fodor, L. Bada, G., Leél-Össy, Sz., Horváth, E., 2005c: A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ^3He kiterítési kor mérések alapján. – *Földtani Közlemény* 135/3, pp. 373-403.
- Sarló, K. 1946: A dunaalmási „Csokonai-ártézisforrás” kémiai és fizikokémiai vizsgálata. – *Hidrológiai Közlemény*, 25, pp. 91-93.
- Sásdi, L. 2000: A Pilis-hegység karsztjának fejlődéstörténete. – *Karsztfejlődés V*, pp. 77-93.
- Sásdi, L. 2003: Újabb földtani adatok a gerecei édesvízi mészkövek keletkezéséhez. – *Karsztfejlődés VIII.*, pp. 129-143.
- Sásdi, L. 2004: A Gerece karsztjának földtani fejlődéstörténete. – *Karsztfejlődés IX.*, pp. 215-228.

- Sásdi, L. 2005: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység édesvízi mészkő előfordulásai. – Karsztfeljlődés X., pp. 137-151.
- Schafarzik, F. 1904: A Magyar Korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. – Budapest – in: Viola T. Dobosi (2003) – Archeological finds in NE-Transdanubian travertine. – Acta Geologica Hungarica, Vol. 46/2, pp. 205-214.
- Schafarzik, F. 1926: Budapest Székesfőváros ásvány forrásainak geológiai jellemzése és grafikus feltüntetése. – Hidrológiai Közöny, 4-6. pp. 14-20.
- Schafarzik, F. 1928: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére. (Overview of the evolution of the thermal springs in the Buda Hills.) – Hidrológiai Közöny, 1., pp. 9-14.
- Schafarzik, F., Vendl, A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – Budapest, Stádium.
- Schafarzik, F., Vendl, A., Papp, F. 1964: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – MÁFI Kiadvány. Budapest., 342 p.
- Scheuer, Gy. 1964: A budapesti hévizek földtana. – Egyetemi doktori értekezés. 151 p.
- Scheuer, Gy. 1967: Az egri források vízföldtani vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, nov., pp. 54-62.
- Scheuer, Gy. 1975: Kiegészítő adatok a Bükk-hegységi édesvízi mészkövek előfordulásaihoz. – Földrajzi Értesítő, 24, pp. 75-78.
- Scheuer, Gy. 1984: Atektonikus deformációs és töréses szerkezetek a gercsei és a budai-hegységi édesvízi mészkövekben. – Földtani Közöny, 114, pp. 101-108.
- Scheuer, Gy. 1986: A budai Vár-barlang geológiai vizsgálata, geológiai állapotfelmérés. – Kézirat, Bp., 67 p.
- Scheuer, Gy. 1994: A gercsei és a budai-hegységi pliocén-egyedidőszaki édesvízi mészkövet lerakó hévforrás tavak pleo-hidrológiai viszonyainak vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 1994. október, pp. 28-31.
- Scheuer, Gy. 1995a: A Dunaalmás Nagy-hegy-vöröskői alsópleisztocén hévforrások paleohidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 1995 október, pp. 28-32.
- Scheuer, Gy. 1995b: A Nyugat-Gerece Kőpíte-i és Les-hegyi pliocén és alsó-pleisztocén hévforrástavak paleo-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 1995. április, pp. 23-27.
- Scheuer, Gy. 1996a: A tatai és dunaalmási hévforrások, valamint üledékképző tevékenységük vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 1996. április, pp. 29-32.
- Scheuer, Gy. 1996b: A Budapest-Békásmegyer Kálvária-tetői alsó-pleisztocén édesvízi mészkőkúp paleo-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közöny, 1996, 2., pp. 105-112.
- Scheuer, Gy. 1996c: Különleges szubkasztrisz mésztufa képződés a kaliforniai Mono tónál (USA). – Földtani Közöny 126/2-3., pp. 279-285.
- Scheuer, Gy. 1997: A Nyugat-Gerece csúcsos-hegyi édesvízi mészkő-előfordulás paleohidrogeológia vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 1997. október, pp. 23-26.
- Scheuer, Gy. 1999a: A gercsei mészképző hévforrások összehasonlító vizsgálata. – Hidrológiai Közöny, 79. évf., 3. sz., pp. 152-156.
- Scheuer, Gy. 1999b: A gercsei alsó pleisztocén és felső neogén hévforrástavi édesvízi mészkő összletek összehasonlító vizsgálata. – Hidrológiai Közöny, 79. évf., 1.sz., pp. 11-14.
- Scheuer, Gy. 1999c: A bajóti Öreg-kő és környékének paleo-karszt-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közöny, 1999, 79. pp. 15-18.
- Scheuer, Gy. 2000: Újabb paleo-hidrogeológiai vizsgálatok a Központi- és a Keleti Gerecseben. – Hidrológiai Közöny, 80. évf. 4.sz., pp. 210-214.
- Scheuer, Gy. 2001: Karbonátos forrásüledékek vizsgálata. A hideg karsztvizek mésztufa lerakódásai. I. rész. Külföldi előfordulások. – Budapest, 169 p.
- Scheuer, Gy. 2002a: A nyugat-gerecei pliocén és quarter mészképző hévforrások paleo-karszt-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Közöny, 2002, 1. pp. 7-14.

- Scheuer, Gy. 2002b: A hideg karsztvizek mésztufáinak vizsgálata és főbb típusaik. – Hidrológiai Közlöny, 82, 4., pp. 225-232.
- Scheuer, Gy. 2003a: Forrásüledékek kutatása. Mélységvizek lerakódásai. Külföldi előfordulások. – Magánkiadás. 142 p.
- Scheuer, Gy. 2003b: Mészképző ásványvízforrások és kiválásaikat befolyásoló tényezők. – Hidrológiai Közlöny, 83/6., pp. 339-347.
- Scheuer, Gy. 2004a: A Budapest Békásmegyeri öblözet (III. ker) körüli alsó-pleisztocén-paleohévízforrások és kiválásaik vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 2004, pp. 66-69.
- Scheuer, Gy. 2004b: A budavári palotai paleo-hévízforrások vizsgálata és hidrogeológiai adottságaik. – Hidrológiai Közlöny, 84/4., 2004. július-aug., pp. 15-23.
- Scheuer, Gy. 2004c: Karbonátos forrásüledékek vizsgálata II. rész. Ásványvizek forrásmészko lerakódásai. – Magánkiadás, 272 p.
- Scheuer, Gy. 2004d: Quaternary travertines as paleo-karst waterlevel indicators in the Gerecse and Buda Mountains. – Excursion guide - Climatic and tectonic controls on travertine formation: the case of the Pannonian Basin – field course – 4-9. July, 2004, Tata and Egerszalók, Hungary, Excursion guide, 9-10 (2004)
- Scheuer, Gy. 2005: A gerecsei és budai-hegységi termálkarszt fejlődésének összehasonlító vizsgálata a forrásmészkövek alapján a felső-pannóniai emeletől napjainkig. – Hidrológiai Közlöny, 85/3., pp. 19-26.
- Scheuer Gy. 2006: Az észak-budai (III. ker.) Üröm-hegy, Péter-hegy környéki pleisztocén paleohévízforrások összehasonlító vízföldtani vizsgálata a maiakkal. – Hidrológiai Közlöny, 86. évf., 4. sz., pp. 45-53.
- Scheuer Gy. 2007a: A budai termálkarszt Hármashatár-hegyi vonulat északkeleti lejtőinek pleisztocén mészképző paleo-hévízforrásai és összehasonlításuk a maiakkal. – Hidrológiai Közlöny, 87. évf., 5. sz., pp. 10-22.
- Scheuer Gy. 2007b: A budai termálkarszt pilisi szakaszának karsztvíz-földtani fejlődése a negyedidőszakban mészképző források alapján. – Hidrológiai Közlöny, 87. évf., 3. sz., pp. 45-52.
- Scheuer Gy. 2008a: Karsztvizek és ásványvizek kiválásai. – Külföldi előfordulások. Pótkötet. – Magánkiadás. 90 p.
- Scheuer Gy. 2008b: A budai termálkarszt legészakibb pleisztocén mészképző paleohévízforrásainak vizsgálata. – Hidrológiai Közlöny, 88. évf., 1 sz. pp. 41-49.
- Scheuer, Gy, Szász, T. 1967: Karsztvíz előfordulás a Budai-hegység DNy-i részén. – Hidrológiai Tájékoztató, május, pp. 55-58.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1970a: Szempontok az édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. – Földrajzi Értesítő, 1970. 4. füzet, pp. 381-392.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1970b: A karsztvíz eredetű édesvízi mészkövek csoportosítása. – Földrajzi Értesítő XIX. Évf. 1970. 3 füzet, pp. 356-360.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1971: A negyedkori fagyaprózódási folyamatok hatása a karsztforrásokra. – Földrajzi Értesítő, XX. Évf., 1971. 4. füzet, pp. 465-468.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1972: Az édesvízi mészkövet lerakó karsztforrások paleogeográfiai viszonyai és osztályozásuk. – Földrajzi Értesítő, XXI. Évf. 1972/2-3. füzet, pp. 385-390.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1973: The development of the Hungarian travertine sequence in the Quaternary. – Földrajzi Közlemények, 21, pp. 133-141.
- Scheuer, Gy., Schweitzer F. 1974a: Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. – Földrajzi Közlemények, 22, 2, pp. 113-134.
- Scheuer, Gy., Schweitzer F. 1974b: Adatok a balatonfelvidéki forrásüledékek vizsgálatához. – Földrajzi Értesítő, 23/3, pp. 347-357.

- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1977: A Központi-Gerecse édesvízi mészkő előfordulásai. Kézirat
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1978a: Die Süßwasserkalkkomplexe des Gerecse-Gebirges. DEQUA Excursion 3-5. Sept. 1978. Wiener Becken – Mittleres Burgenland – Transdanubien. Excursionsführer. Helga Schneiderbauer, Wien – Budapest, pp. 81-83.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1978b: Az édesvízi mészkövet lerakó források sajátosságai. – Földrajzi Értesítő, XXVII. évf., 1978. 3-4. füzet, pp. 475-486.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1979: Tavi mocsári és tetarítás típusú édesvízi mészkövek a Keleti-Gerecseben. – Földrajzi Közlemények, 1-3.sz., pp. 106-125.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1980a: A budai hévízforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól napjainkig. – Hidrológiai Közöny, 11, pp. 492-501.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1980b: A budai termális karsztforrások fejlődéstörténete a felsőpannontól a holocénig. – Hidrológiai Közöny, 60/12., pp. 223-244.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1981a: A Gerecse-hegység paleokarszthidrológiai viszonyainak rekonstrukciója a felsőpannontól napjainkig. – Hidrológiai Közöny 61/8., pp. 333-343.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1981b: A hazai édesvízi mészkövek származása és összehasonlító vizsgálatuk. – Földtani Közöny, 111/1, pp. 67-97.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1981c: A Kárpát-medence környéki édesvízi mészkőelőfordulások összehasonlítása a hazai adottságokkal. I. Szlovákia. – Földtani Közöny, 111, pp. 453-471.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1983a: A Kárpát-medence környéki édesvízi mészkőelőfordulások összehasonlítása a hazai adottságokkal. III. Jugoszlávia. – Földtani Közöny, 1983, pp. 25-34.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1983b: Circumstances of origin and forms of travertines. – Földrajzi Közlemények, XXXI., pp. 241-256
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1983c: A Buda- és Gerecse hegységi édesvízi mészkőösszletek építőipari hasznosításának lehetőségei. – Építőanyag, 35, pp. 445-457.
- Scheuer, Gy., Szlabóczky, P. 1984a: Új szökevényforrások a pesti oldalon. – Hidrológiai Tájékoztató. Október, pp. 23-25.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1984b: Talajfagy jelenségek édesvízi mészkő felszíneken. – Földtani Közöny, 115, pp. 267-279.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1984c: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei és képződésüknek geomorfológiai és geokronológiai sajátosságai. – Kandidátusi értekezés tézisei, 35 p.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1985a: Az édesvízi mészkőkúpok típusai és alakulati formái. – Földtani Közöny, 115., pp. 385-398.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1985b: Az édesvízi mészkövek építőipari felhasználását befolyásoló mérnökgeológiai tényezők. – Építőanyag, 37/8., pp. 235-239.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1985c: A kavicstermelést befolyásoló, hévíz okozta cementációs jelenségek. – Építőanyag, XXXVII. Évf., 7. szám., pp. 205-209.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1985d: Vízföldtani megfigyelések a Gerecse-hegység északi részén. – Hidrológiai Tájékoztató pp. 70-71.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1986a: A lejtői édesvízi mészkőképződés formái és típusai. – Földtani Közöny, 116., pp. 363-376.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1986b: A Gerecse hegységi felhagyott édesvízi mészkőbányák építőipari hasznosítási lehetőségei. – Építőanyag, XXXVIII. Évf., 4. sz., pp. 104-109.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1986c: Bükk-hegységi forrásvízi mészkövek építőipari felhasználásának lehetőségei. – Építőanyag. 38. 7., pp. 198-202.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1986d: Forrástevékenységből származó karbonátos kőzetek nevezéktani problémái. – Építőanyag. 38. 6., pp. 183-189.

- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1986e: A karsztos hegységek vízfolyásainak természetes gátrendszerei és képződésük. – Hidrológiai Közlöny. 66. 3., pp. 158-164.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1986f: The role of travertines in the geomorphological, paleohydrogeological and geochronological research of the upper Cainozoic. – In: Pollution and water resources. New-York. 71-90. (Columbia University Seminar series XVII-XIX.), pp. 71-90.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1987a: Tavi-mocsári típusú forrásvízi mészkövek kifejlődésformái és építőipari hasznosításuk. – Építőanyag, 39. évf., pp. 262-267.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1987b: Adatok a budai Várhegy paleokarszt-hidrogeológiai viszonyaihoz. – Hidrológiai Tájékoztató, pp. 23-25.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F., Szlabóczy, P. 1987: A budakalászi forrásvízi mészkő-előfordulás mérnökgeológiai vizsgálata. – Építőanyag, 39./4. évf., pp. 102-107.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1988a: A Gellért-hegyi hévforrások fejlődéstörténete. – Hidrológiai Tájékoztató, pp. 23-27.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1988b: A nyugat-gerecei édesvízi mészkövek vizsgálata és építőipari hasznosítási lehetőségeik. – Építőanyag, 40., pp.157-196.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1988c: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – Földrajzi Tanulmányok, 20, Akadémiai Kiadó, Budapest, 131 p.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1989a: Újabb adatok a Budai-hegység pannóniai hévforrás tevékenységéhez. – Hidrológiai Tájékoztató, pp. 41-44.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1989b: A süttöi forrásvízi mészkő előfordulás építőipari vizsgálata. – Építőanyag XLI. Évf., 1989, 5.sz., pp. 188-194.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1989c: Genetics and occurrence of Holocene travertines in Hungary. – Geomorphological and Geocological Essays, Studies in Geography in Hungary, 25, Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 39-47.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1990: Travertine formations of the Gerecse Mountains. In: Vértesszőlős site, man and culture. Ed. by Kretzoi M. – Dobosi T. V. Bp. Akadémiai Kiadó, pp. 43-62.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1993: Adatok a Központi Gerecsei alsó-pleisztocén hévforrások paleo-hidrogeológiai viszonyaihoz. – Hidrológiai Tájékoztató, 1993. április, pp. 47-50.
- Scheuer, Gy., Szöőr, Gy., Sümegi, P., Balázs, É., Hertelendi, E., Schweitzer, F. 1993: A magyarországi quarter és neogén édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópeokémiai elemzése fácies és rétegtani értékeléssel. – Hidrológiai Közlöny 73 /5, pp. 298-306.
- Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1994: A dunaszentmiklósi Látó-hegy – Öreg-hegy – Új-hegyi édesvízi mészkő előfordulás paleo-hidrogeológiai vizsgálata. – Hidrológiai Tájékoztató, 1994. április, pp. 25-27.
- Schoeller, H. 1962: Les eaux souterraines. – Masson & Cie^e, pp. 330-350.
- Schreiber, B.C., Smith, D., Schreiber, E. 1981: Spring peas from New York State: Nucleation and growth of fresh water hollow ooliths and pisoliths. – Journal of Sedimentary Petrology 51, pp. 1341-1346.
- Schréter, Z. 1912a: Harmadkori pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegységben. – MÁFI Évkönyv 19., pp. 179-231.
- Schréter, Z. 1912b: A budapesti hévforrások földtani fejlődéstörténete. – Magyar Balneológiai Értesítő, 12, pp. 7-19.
- Schréter, Z. 1953: A Budai- és Gerecse-hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. – Földtani Intézet Évi Jelentése 1949-ről, pp. 111-150.
- Schulte, L., Julia, R., Burjachs, F., Hilgers, A. 2008: Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): Fluvial response to Mediterranean environmental change. – Geomorphology, 98, pp. 13-33.

- Schwarz, H.P. 1980: Absolute age determination of archeological sites by uranium series dating of travertines. – *Archaeometry*, 22, pp. 3–24.
- Schwarz, H.P. 1990: Dating travertine. – In: J.S. Herman, D.A. Hubbard Jr., Travertine-Marl: Stream Deposits of Virginia, Virginia Division of Mineral Resources, Publication 101, Charlottesville, Va. (Virginia Division of Mineral Resources), pp. 113–116.
- Schwarz, H.P., Latham, A.G. 1980: Absolute age determination of the travertine from Vértesszőlös. – In: Kretzoi, M., Dobosi, V.T. (Eds): Vértesszőlös site, man and culture. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 549-552.
- Schwarz, H.P., Skoflek, I. 1982: New dates for the Tata, Hungary archaeological site. – *Nature*, Vol 295., pp. 590-591.
- Schwarz, H.P., Latham, A.G. 1984: Uranium series age determination of travertines from the site of Vértesszőlös, Hungary. – *J. Archaeol. Sci.*, 11, pp. 327–336.
- Schwarz, H.P., Latham, A.G. 1990: Absolute age determination of travertines from the Vértesszőlös site. In: Kretzoi, M., Dobosi, V. (eds.) *The Vértesszőlös Early-man Site*. Budapest, Hungarian Academy of Sciences
- Schweitzer, F. 1988: A Gerecse-hegység geomorfológiai fejlődéstörténete. – *LIMES. Komárom Megyei Tudományos Szemle*, pp. 91-107.
- Schweitzer, F. 1997: Origin and stratigraphy of travertines in Hungary: In: *Islands in the Pacific Century. VIII. Pacific Science Inter-Congress 13-19. July. Suva, 1997. The University of the South Pacific. Abstracts*, pp. 22-23.
- Schweitzer F. 2002a: Édesvízi mészkő előfordulások, mint a geomorfológiai szintek értelmezése. – *Karszt és Barlang, 1998-1999. (2002.) évf., I-II. füzet*, pp. 105-108.
- Schweitzer F. 2002b: A Dunazug-hegységi édesvízi mészkőösszletek képződése és a domborzat fejlődése az alsó pannóniai alemelettől a holocénig. – In: Mészáros, E., Schweitzer, F., Tóth, J. (Eds): *Jakucs László, a tudós, az ismeretterjesztő és a művész. Tanulmánykötet Jakucs László professzor emlékére*, Pécs, pp. 239-249.
- Schweitzer F., Pécsi M. 1979: A Nyugat-Gerecsei édesvízi mészkőösszletek litológiai és genetikai kutatása, különös tekintettel a diszitökéként való esetleges felhasználhatóságra. *MÁFI adattár*, T-8913. 24 p.
- Schweitzer, F., Scheuer, Gy. 1995: Hungarian travertines – *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Geographica* Tom. 34, Special Issue, pp. 163-186.
- Schweitzer, F., Szőőr, Gy. 1997: Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 110*, pp. 95-105.
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R. 1990: An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 81, pp. 251-261.
- Shen, C.-C., Edwards, R.L., Cheng, H., Dorale, J.A., Thomas, R.B., Moran, S.B., Weinstein, S.E. and Edmonds, H.N. 2002: Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. – *Chemical Geology*, 185, pp. 165-178.
- Shen, C.-C., Lin, H-T., Chu, M-F., Yu, E-F., Wang, X., Dorale, J.A. 2006: Measurements of natural uranium concentration and isotopic composition with permil-level precision by inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. – *Gechemistry, Geophysics, Geosystems*, 7/9, ISSN: 1525-2027.
- Shen, C.-C. et al. 2008: Variation of initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ and limits of high precision U-Th dating of shallow-water corals. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, pp. 4201-4223.
- Sheppard, S.M.F. 1986: Characterisation and isotopic variations in natural waters. – In: Valley, J. W., Tazlor, H. P. Jr. & O'Neil, J. R. (szerk.), *Stable isotopes in high temperature geological processes*. – *Rew. in Miner., Min. Soc. of America*, 16, pp. 165-183.

- Sierralta, M., Kele, S., Melcher, F., Hambach, U., Reinders, J., van Geldern, R., Frechen, M. 2009: Uranium-Series Dating of Travertine from Süttő: Implications for Reconstruction of Environmental Change in Hungary. – *Quaternary International* (doi:10.1016/j.quaint.2009.04.004) 2009
- Siklós, Z. 2003: Dél-vértesi vörös kalcitok petrográfiai, geokémiai és izotópgeokémiai vizsgálata. – Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Közzetani és Geokémiai Tanszék, 92 p.
- Siklós, Z., Demény, A., Szabó, Cs., Korpás, L., Gálné Sólmos K. 2006: A vértesi felső- kréta (?) édesvízi mészkő és vörös kalcitőr előfordulások petrográfiai és geokémiai vizsgálata. – *Földtani Közlemények*, 136/3, pp. 369-398.
- Sirocko, F., Claussen, M., Sánchez Goni, M.F., Litt, T. (eds.) 2007: The climate of past interglacials. – *Developments in Quaternary Science*, 622 p.
- Skoflek, I. 1990: Plant remains from the Vértesszőlős travertine. – pp. 77–124, in: M. Kretzoi, V.Y. Dobosi (eds), *Vértesszőlős Site, Man and Culture*, Budapest (Akadémiai Kiadó)
- Skoflek, I., Budó, V. 1968: A vértesszőlősi mésztufa flórájáról. – *Botanikai Közlemények*, 54, pp. 39-43.
- Spiro, B., Pentecost, A. 1991: One day in the life of a stream – a diurnal inorganic mass balance for a travertine-depositing stream (Waterfall Beck, Yorkshire). – *Geomicrobiol. J.*, pp. 9-11.
- Spötl, C., Vennemann, T.W. 2003: Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. – *Rapid communications in mass spectrometry*, 17, pp. 1004-1006.
- Staub 1893: A gánóczi mésztufa lerakódás flórája. – *Földtani Közlemények*, 23, pp. 162-197.
- Staub 1895: A borszéki mésztufa lerakódás. – *Földtani Közlemények*, 25, pp. 185-191.
- Stieber, J. 1964: Die anthrakotomische Untersuchung der Holzkohlen. - In: Vértes, L.(Ed.) 1964: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 79-82.
- Sturchio, N.C. 1990: Radium isotopes, alkaline earth diagenesis, and age determination of travertine from Mammoth Hot Springs, Wyoming, U.S.A. – *Applied Geochemistry*, 5, pp. 631–640.
- Sugár, I., Agyagási, D., Cornides, I., Kleb, B., Papp, K., Péczely, Gy., Scheuer, Gy., Suba, J., 1983: Eger gyógyvizei és fürdői. – Borsodi Nyomda, Eger, Hungary
- Sümeghy, J. 1924: Szalonna és Martonyi (Borsod m.) forrásmészkő faunája. – *MÁFI Évkönyve*, 26/2, pp. 25-27.
- Sümeghi, P., Krolopp, E., Hertelendi, E.1998: Palaeoecological reconstruction of the Ságvár-Lascaux Interstadial. – *Acta Geogr. Debrecina* 34, pp. 165-180.
- Szabó, J. 1858: Pest-Buda környékének földtani leírása. – *Természettudományi Pályamunkák*, 4. Pest, pp. 16-20.
- Szabó, J. 1863: Az édesvízi mészképlet viszonyai Óbudán. – *Jegyzőkönyvi kiv. Földt. Társ. Munk. II.k.*
- Szabó, J. 1879: Budapest geológiai tekintetben. – *Orv. És Term. Vizsg. 1879. évi vándorgyűlésének munkálatai*, pp. 1-116.
- Szakács, A., Zelenka, T., Márton, E., Pécskay, Z., Póka, T., Seghedi, I. 1997: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. (unpublished manuscript)
- Szádeczky-Kardoss, E. 1939: A Gerecse magas teraszairól. – *Földtani Közlemények* 69, pp. 197-204.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1941: A Dunántúli Középhegység karsztvizének néhány problémájáról. – *Hidrológiai Közlemények*, 21, pp. 67-92.
- Szádeczky-Kardoss, E. 1948: A Dunántúli Középhegység karsztvíz térképe. – *Hidrológiai Közlemények*, 28, pp. 58-60.
- Szekér, K. 2001: Az egerszalóki hévforrás termofil baktériumközösségeinek vizsgálata molekuláris módszerekkel. – *Diplomadolgozat, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary*

- Szentes, F. és munkatársai 1968: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. Tatabánya. MÁFI kiadvány, Budapest, pp. 1-158.
- Szlabóczky, P. 1982: Jelentés a budakalászi mészkőbánya előzetes-részletes fázisú kutatásáról. – OFKFKV, 5. 47 p. (kézirat)
- Szontágh (1908): A hontvármegyei burpatak völgyének ásványos forrásai. – Földtani Közlöny, 38, pp. 329-337.
- Szöör, Gy., Balázs, É., Sümeghy, P., Scheuer, Gy., Schweitzer, F., Hertelendi, E. 1992: A magyarországi édesvízi mészkövek termoanalitikai és izotópegokémiai elemzése faciastani és rétegtani értékeléssel. – In: Szöör, Gy. (Ed.): Faciesanalitikai, paleobiogeokémiai és paleoökológiai kutatások, Debrecen, pp. 93-107.
- Takács-Bolner, K., Kraus, S. 1989: A melegvizés eredetű barlangok kutatásának eredményei – Karszt és Barlang, 1989. pp. 61-66.
- Tari, G., Báldi, T., Báldi-Beke, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. – Tectonophysics, 226, pp. 433-455.
- Thienemann, A. 1934: Eine Gesteinbildende Chironomide. (Lithotanytarsus emarginatus (Gothgebuer)). Z. f. Morphol. U. Ökologie der Tiere, 28, pp. 480-496.
- Townson, R. 1797: Travels in Hungary, with a Short Account of Vienna in the Year 1797, 506 p. – In: Vértes L. 1964: Die Geschichte der Freilegung. pp. 9-11. in: Vértes, L. (Ed.) 1964: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. – Akadémiai Kiadó, Budapest
- Török, Á. 2003: Facies analysis and genetic interpretation of travertine, Buda Vár-hegy, Hungary. – Acta Geologica Hungarica, 46/2., pp. 177-192.
- Török, Á. 2004: Comparison of the process of decay of two limestones in a polluted urban environment. – Land Reconst. Management, 3, pp. 73–92.
- Török, Á. 2008: Black crusts on travertine: factors controlling development and stability. – Environ. Geol., DOI 10. 1007/s00254-008-1297-x
- Török, Á., Nádor, A., Bakacsi, Zs., Benkovics, L., Gasparik, M. 1998: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkő összeteteinek komplex földtani vizsgálata. – F 17305 számú Ifjúsági OTKA jelentés, Budapesti Műszaki Egyetem, Mérnökgeológiai Tanszék, Budapest, 93 p.
- Turi, B. 1986: Stable isotope geochemistry of travertines. In: P. Fritz and J.Ch. Fontes (Editors), Handbook of Environmental Isotopic Geochemistry. – Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 207-238.
- Turner, J. V. 1982: Kinetic fractionation of carbon-13 during calcium carbonate precipitation. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, pp. 1183 – 1191.
- Tzedakis, P.C., Hooghiemstra, H., Pälike, H. 2006: The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. – Quaternary Science Reviews 25, pp. 3416-3430.
- Vandenbergh, J., Kasse, K., Gábris, Gy., Bohncke, S., Van Huissteden, K. 2003: Fluvial style changes during the last 35.000 years in the Tisza valley. XVI. INQUA Congress, 23–30 July 2003, Reno, Nevada, USA, Abstracts, p. 68.
- Varsányi, I., Ó. Kovács, L. 2006: Geothermal waters on and out of the LMWL in the Pannonian Basin, Hungary. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 70, (18)
- Vasi, I. 2002: Az egerszalóki termálkútak hasznosítása (Utilization of the thermal wells of Egerszalók). – Előzetes Környezeti Hatástanulmány, PRO TERRA Urbanisztikai Ügynökség, Budapest, Hungary
- Veres, V. 2007: A Rudas-fürdő travertínója. – Diplomadolgozat, ELTE, Természettudományi Kar, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, 116 p.
- Végh, A., Viczián, I. 1964: Petrograpische Untersuchungen an den Silexwerkzeugen. – In: Vértes, L. (Ed.): Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 129-131.

- Véghné, N.E. 1971: A süttői diszitókó kutatás összefoglaló földtani jelentése és készletszámítás. – Kutatási jelentés. KFH, Kézirat, Budapest
- Végh, N.E., Kriván, P., Szentirmai, L. 1971-72: Budapest építésföldtani térképezése 4.sz. Óbuda térkép (M=1:10.000) földtani térképei és magyarázója. – FTV Rt. Adattár, Kézirat.
- Vértes, L. (Ed.) 1964a: Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn – Akadémiai Kiadó, Budapest, 253 p.
- Vértes, L. 1964b: Die Ausgrabung und die archäologischen Funde. – In: Vértes, L. (Ed.): Tata, eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn, – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 133-249.
- Vigh, Gy. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. – MÁFI Évi.Jel. 1920-23. évekről, pp. 60-68.
- Viles H.A, Goudie, A.S. 1990: Tufas, travertines and allied carbonate deposits. – Progr. Phys. Geogr., 14, pp. 19-41.
- Violante, C., Ferreri, V., D'Argenio, B., Golubic, S. 1994: Quaternary Travertines at Rocchetta a Volturno (Isernia, Central Italy). Facies Analysis and Sedimentary Model of an Organogenic Carbonate System. - Ischia 1994, IAS – 15th Regional Meeting - PRE MEETING FIELDTRIP GUIDEBOOK, DEFREDE, Napoli, pp. 5-23.
- Vitális, Gy. 1982: A Dunazug-hegység hévizeinek vízföldtana és természeti erőforrás-potenciálja. – Földrajzi Értesítő, XXXI. Évf. 1. füzet, pp. 67-81.
- Vitális, Gy. 2004: Dr. Szabó József 125 éve közzétett: „Budapest geológiai tekintetben” c. műve hidrológiai és vízföldtani tanulságai. – Hidrológiai Tájékoztató, 2004, pp. 63-65.
- Vitális, Gy., Hegyi, I. 1973: Hidrotermális és metasomatikus jelenségek a Dunai andezithegységgel határos mészkőterületeken. – Hidrológiai Közöny, 5.sz., pp. 213-221.
- Vitális, Gy., Hegyi, I. 1974: Hidrotermális kőzetelváltozások a Dunai andezithegységgel határos dolomitterületeken. – Hirdológia Közöny, 12.sz., pp. 562-569.
- Vitális, Gy., Hegyi, I. 1982: Adatok a Budapest térségi édesvízi mészkövek genetikájához. – Hidrológiai Közöny, 2, pp. 73-83.
- VITUKI (Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont) 1992: Eger. Tájékoztató a karsztos termálvizek állapotáról.
- Weed, W.H., 1889: Formation of travertine and siliceous sinter by the vegetation of hot springs. – U.S. Geol. Surv. Annual Rep. 9, pp. 613-676.
- Wein, Gy. 1977: A Budai-hegység tektonikája. – MÁFI Alkalmi kiadvány, 76 p.
- White, W.M. 2001: Geochemistry. pp. 363-408.
- Wolff, E.W. 2008: The past 800 ka viewed through Antarctic ice cores. – Episodes, vol. 31., no.2., pp. 219-221.
- Wray, J.L., Daniels, F. 1957: Precipitation of calcite and aragonite. – American Chemical Society Journal 79, pp. 2031-2034.
- Zák, K., Lozek, V., Kadlec, J., Hladíková, J., Čílek, V. 2002: Climate-induced changes in Holocene calcareous tufa formations, Bohemian Karst, Czech Republic. – Quaternary International, 91, pp. 137-152.
- Zeebe, R.E. 1999a: An explanation of the effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal oxygen isotopes. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 63/13-14, pp. 2001-2007.
- Zenke, P. 2002: Molekuláris diverzitásvizsgálat az egerszalóki hőforrás ós- és cianobaktérium közösségében. – Diplomadolgozat, ELTE, Mikrobiológiai Tanszék, 41 p.
- Zhou, G.-T., Zheng, Y.-F., 2003: An experimental study of oxygen isotope fractionation between inorganically precipitated aragonite and water at low temperatures. – Geochimica et Cosmochimica Acta 67, pp. 387-399.

Zhou, G.,-T., Zheng, Y.,-F., 2006: On the Direction and Magnitude of Oxygen Isotope Fractionation Between Calcite and Aragonite at Thermodynamic Equilibrium. – Aquatic Geochemistry 12, pp. 239-268.

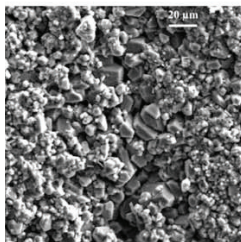
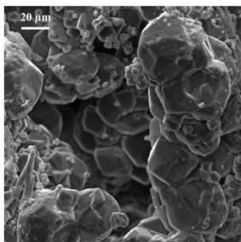
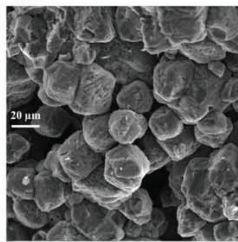
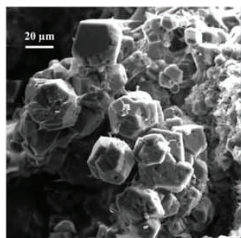
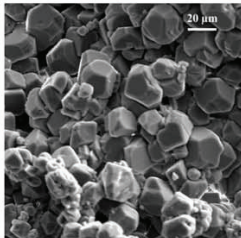
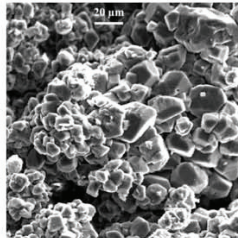
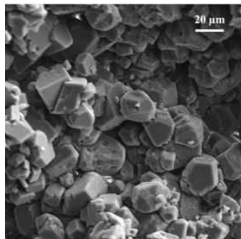
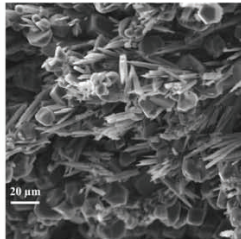
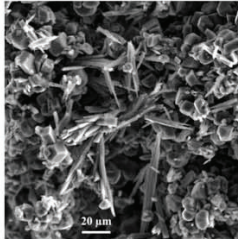
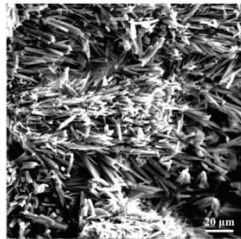
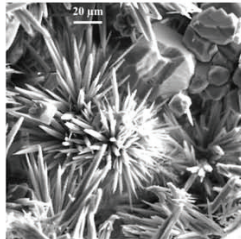
Internetes hivatkozások

www.acmelab.com

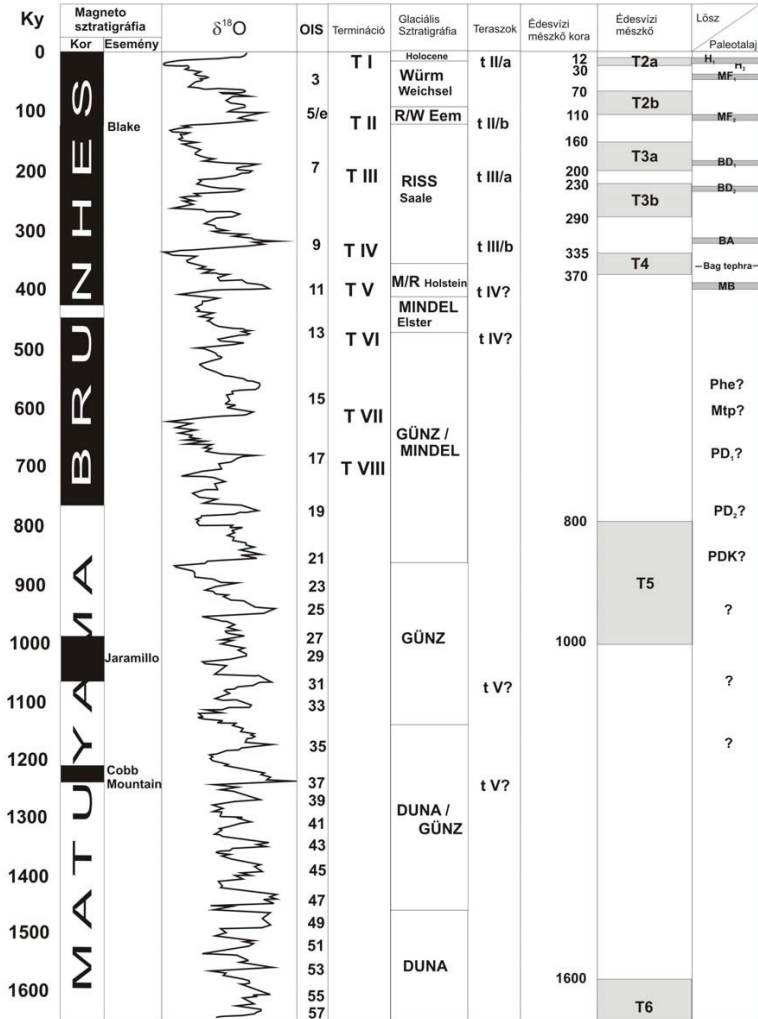
www.wikipedia.hu

<http://www.fsz.bme.hu/mtsz/barlang/4TINFO/mo/gerecse/tata.htm>

XII. FÜGGELÉK

1.**2.****3.****4.****5.****6.****7.****8.****9.****10.****11.**

6.1-1. tábla: Az egerszalóki termálkúttól a víz folyásiránya mentén távolodva a kalcit mellett megjelenik az aragonit is. Az 1-11. képek a karbonát kristályok szkennung elektronmikroszkópos képeit tartalmazzák. Az 1-7. képeken a kalcit romboéderek dominálnak, míg a 8-11. képeken már megjelennek a tűs, szálás aragonit kristályok.



6.7-1. tábla: A magyarországi folyóteraszok, édesvízi mészkövek és paleotalajok összekapcsolása az oxigénizotópos-görbével, az oxigénizotópos szakaszokkal (OIS), a terminációkkal, valamint a magnetosztratigráfiai skálával és a glaciális sztratigráfiával (Gábris 2006, alapján). A táblázat a jelen dolgozat előtti mérések felhasználásával készült, így az új U/Th koradatok megelőző, korábbi álláspontot tükrözi.

TÁBLÁZATOK

5.-1. táblázat: Az egerszalóki édesvízi mészkő és termálvíz fizikai-kémiai paramétereit, valamint stabil szén-, oxigén és hidrogénizotópos összetétele.

Travertinó és víz minta	Litofácies	T [°C]	Ec [S·m ⁻¹]	pH	δ ¹⁸ O trav. [‰ V-SMOW]	δ ¹³ C trav. [‰ V-PDB]	δ ¹⁸ O víz [‰ V-SMOW]	δ ¹³ C DIC víz [‰ V-PDB]	δD víz [‰ V-SMOW]				
1. szelvény													
		Febr.		Febr.	Febr.	Aug.	Febr.	Aug.	Febr.	Aug.	Febr.	Aug.	Aug.
1	kút	66,1	-	6,43	-	11,3	-	2,9	-11,1	-11,1	2,7	-0,1	-78,9
2	csatorna	65,2	-	6,70	11,5	11,3	2,3	2,4	-11,2	-11,1	3,5	0,4	-78,5
3	csatorna	64,9	-	6,75	11,5	11,3	2,3	2,4	-11,1	-11,1	-	0,4	-78,3
4	csatorna	64,7	-	6,76	11,6	11,5	2,5	2,7	-11,1	-11,0	-	-	-79,0
5	csatorna	64,0	-	6,82	11,5	11,6	2,5	2,8	-11,0	-11,1	-	0,6	-79,3
6	csatorna	63,6	-	6,9	11,9	11,3	2,8	2,6	-11,0	-10,9	0,1	-	-78,1
7	csatorna	59,9	-	7,17	12,0	11,2	3,0	2,5	-10,9	-11,0	-	0,5	-78,7
8	prox.lejtő	54,1	-	7,64	12,5	11,9	3,7	3,0	-10,8	-10,9	-	-	-78,2
9	prox.lejtő	51,3	-	7,62	12,5	12,6	3,6	3,3	-10,8	-10,7	-	1,6	-78,5
10	prox.lejtő	48,5	-	7,62	12,3	12,3	3,5	3,3	-10,6	-10,6	1,7	2,2	-77,6
11	diszt.lejtő	42,6	-	7,75	12,8	13,1	4,0	4,0	-10,6	-10,3	-	2,9	-
(12)	diszt.lejtő	-	-	-	-	12,5	-	4,1	-	-10,2	-	-	-
(13)	tavacska	-	-	-	-	-	-	-	-	-10,6	-	-	-
(14)	De-42 kút	-	-	-	-	-	-	-	-	-11,1	-	-1,0	-
2. szelvény													
I	kút	-	-	-	-	10,5	-	2,7	-11,1	-11,1	-	-	-
II	csatorna	64,8	-	6,64	11,7	10,7	2,6	2,5	-11,0	-11,1	-	-	-
III	csatorna	63,3	-	6,79	11,4	10,6	2,4	2,2	-11,0	-11,0	0	-	-
IV	csatorna	62,4	-	6,89	12,0	10,6	2,8	2,5	-11,1	-11,0	-	-	-
V	csatorna	59,5	-	7,22	11,9	10,7	3,0	2,5	-10,9	-11,0	2,9	-	-
VI	prox.lejtő	46	-	7,62	-	10,8	-	2,7	-10,7	-11,0	-	-	-
VII. (VII)	prox.lejtő	49,5	-	7,60	12,3	11,6	3,5	3,3	-10,7	-10,9	-	-	-
VIII. (VIII)	prox.lejtő	50,6	-	7,59	12,1	12,3	2,8	3,7	-10,5	-10,8	1,6	-	-
IX. (IX)	diszt.lejtő	46,6	-	7,67	-	12,3	-	4,0	-10,6	-10,7	-	-	-
X. (X)	diszt.lejtő	44,7	-	7,76	-	13,0	-	4,2	-10,6	-10,4	-	-	-
XI. (XI)	diszt.lejtő	41,3	-	7,70	14,7	14,1	4,2	4,3	-10,5	-10,2	-	-	-
pond	diszt.lejtő	-	-	-	-	-	-	-	-10,5	-	-	-	-
3. szelvény (2006 Okt.)													
	Litofácies	T [°C]	Ec [S·m ⁻¹]	pH	δ ¹⁸ O trav. [‰ V-SMOW]	δ ¹³ C trav. [‰ V-PDB]	δ ¹⁸ O víz [‰ V-SMOW]	δ ¹³ C DIC víz [‰ V-PDB]	δD víz [‰ V-SMOW]				
1'	kút	67	4321	6,12	11,5	2,7	-10,9	-0,1	-79,1				
2'	kút	64,4	4093	6,6	12,6	0,5	-10,8	0,4	-77,9				
3'	csatorna	64,9	4117	6,67	11,5	2,6	-10,8	0,1	-79,1				
4'	csatorna	64,1	4018	6,79	11,5	2,6	-10,8	0,9	-79,2				
5'	csatorna	64,1	3998	6,8	11,8	1,8	-10,8	0	-79,0				
6'	csatorna	62,8	3797	6,92	11,5	2,5	-10,8	0,2	-78,2				
7'	csatorna	61,3	3750	7,11	11,8	2,6	-10,8	0,8	-79,4				
8'	csatorna	60,5	3617	7,28	12,2	2,9	-10,8	0,4	-78,2				
9'	prox.lejtő	57	3202	7,6	13,2	2,3	-10,8	0,9	-78,3				
10'	prox.lejtő	52,8	2661	7,79	13,3	2,6	-10,7	0,8	-78,7				
11'	prox.lejtő	48,1	2013	7,86	14,6	0,6	-10,4	2,7	-76,2				
12'	diszt.lejtő	45,2	1787	7,91	14,1	2,3	-10,5	-	-77,0				
13'	tavacska	-	-	-	13,5	3,3	-	-	-				
14'	tavacska	-	-	-	13,4	4,1	-	-	-				

Egyéb minták	Litofácies	Mintázás ideje	δ ¹⁸ O trav. [‰ V-SMOW]	δ ¹³ C trav. [‰ V-PDB]
15	inaktív (szürke) kúp De-42/a kútnál	2004 Augusztus	11,3	2,7
16	inaktív (szürke) kúp De-42/a kútnál	2004 Augusztus	10,9	2,7
17 (A)	inaktív tetarátá	2004 Február	13,1	4,3
18 (B)	zöld bakteriális bevonat	2004 Február	12,9	3,3
19 (C)	sárga bakteriális bevonat a kút körül	2004 Február	11,4	2,6
20 (D)	inaktív pocsolya	2004 Február	12,1	3,1
21 (E)	inaktív vízszés	2004 Február	13,8	4,5
22 (F)	inaktív vízszés	2004 Február	13,7	4,1
23 (G)	inaktív vízszés	2004 Február	13,2	3,8
24 (H)	sárga bakteriális bevonat a kút körül	2004 Február	11,3	2,2
25 (I)	kristályos kéreg	2004 Február	12,7	4,2
26	sárga bakteriális bevonat a kút körül	2006 Október	12,5	3,4
27	sárga bakteriális bevonat a kút körül	2006 Október	10,7	1,8
28	mesterséges csatorna a disztális lejtőn	2006 Október	13,7	4,1
29	mesterséges csatorna a disztális lejtőn	2006 Október	11,0	1,9

5-2. táblázat

A Budai-hegység és a Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak területenkénti átlagértékei.
Az átlagok számításához 625 db szén és oxigénizotópos mérést vettem alapul.

	$\delta^{18}\text{O}$ [‰, V-SMOW]			$\delta^{13}\text{C}$ [‰, V-PDB]		
	minimum	átlag	maximum	minimum	átlag	maximum
Budai-hegység	12,6	18,8	27,8	-7,6	1,0	3,2
Szabadság-hegy és környéke	19,2	23,1	27,8	-7,6	-2,1	1,6
Német-völgy	16,2	19,0	21,4	-3,1	0,6	2,0
Ördög-árok-völgye	12,6	17,7	26,7	-2,6	1,3	3,2
Solymári-völgy	17,7	18,8	19,4	0,5	2,1	3,1
Dera-patak völgye	15,5	19,0	21,2	-1,2	1,8	2,8
Duna-völgye*	14,3	16,2	20,4	-2,7	1,1	3,1
Gerecse	15,4	19,1	25,9	-9,3	-3,8	1,0
Nyugati-Gerecse	16,1	18,7	25,9	-8,6	-4,3	-0,4
Központi-Gerecse	15,4	20,0	22,2	-9,3	-2,3	1,0
Kéleti-Gerecse	17,3	19,7	23,2	-6,5	-3,2	0,7

A szénizotópos értékek feltárásokon belüli változékonysága a fűcsek változékonyságából adódik.

*A Duna-völgye átlagértékének számításánál felhasználtam Veres (2007) adatait is.

5-3. táblázat/1. A Budai-hegység édesvízi mészkő előfordulásainak izotópos átlagértékei, kora és GPS koordinátái.

Terület	Előfordulás	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{átlag}}$	Kor	h (Tszf.)	GPS koordináta
		[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]			
Szabadság-hegy és környéke	Hármaskút-tető	-8,3	22,3	0,1	> 600 000 év	500	N 47°30' 926" EO 18°57' 540"
	Csillagvizsgáló	-8,5	22,1	-2,6	felso-pannon*	509	N 47°29' 920" EO 18°57' 698"
	Budaörsi-hegy	-8,5	22,2	-3,2	felso-pannon*	429	N 47°28' 864" EO 18°57' 414"
	Kakukk-hegy	-8,2	22,4	-3,0	felso-pannon*	432	N 47°28' 935" EO 18°57' 695"
	Széchenyi-hegy	-9,8	20,8	-3,1	felso-pannon*	428*	N 47°29' 676" EO 18°59' 247"
	Normafa, tető	-7,9	22,8	-0,9	felso-pannon*	492	N 47°30' 173" EO 18°58' 053"
	Normafa, síugró sánc	-8,4	22,3	-1,4	felso-pannon*	489	N 47°30' 537" EO 18°57' 452"
	Normafa, tető II.	-7,8	22,9	-3,2	felso-pannon*	477*	N 47°30' 10,99" EO 18°57' 55,16" *
	Normafa, tenispálya	-7,7	22,9	-3,6	felso-pannon*	472*	N 47°30' 33,57" EO 18°57' 33,76" *
	Fülemüle u.	-8,1	22,6	-4,2	felso-pannon*	477	N 47°30' 003" EO 18°58' 445"
	Pipisike u.	-12,6	18,0	1,9	felso-pannon*	480	N 47°29' 599" EO 18°58' 912"
	Farkasvölgyi u.	-4,7	26,1	-3,8	felso-pannon*	444	N 47°29' 445" EO 18°58' 871"
	Rege u.	-12,3	18,3	1,4	felso-pannon*	463	N 47°29' 672" EO 18°58' 975"
	Magas u.	-8,2	22,5	-2,2	felso-pannon*	426	N 47°29' 244" EO 18°58' 117"
	KFKI	-5,8	24,9	-0,6	felso-pannon*	432	N 47°29' 266" EO 18°57' 072"
	Agnes u.	-5,5	25,3	-1,8	felso-pannon*	404	N 47°29' 443" EO 18°59' 385"
	Tünderhegyi kőfejtő	-4,1	26,7	-2,2	> 600 000 év	394	N 47°30' 896" EO 18°57' 928"
Német-völgy	Gellért-hegy, Ifjúsági park	-12,9	17,6	1,9	253 000 ±43e	220	N 47°29' 155" EO 19°02' 606"
	Gellért-hegy, Számadó u.	-10,7	19,9	0,5	183 000 ±49e	195	N 47°29' 182" EO 19°02' 302"
					163 000 ±50e		
	Gellért-hegy, Kelenhegyi u.	-9,9	20,7	-2,9		175	N 47°29' 148" EO 19°02' 220"
	Gellért-hegy, Somlói u.	-11,3	19,3	-0,5		150	N 47°29' 177" EO 19°01' 892"
Ordög-árok-völgye	Máriaremete	-10,8	19,8	1,7	402 000 ±18e	284	N 47°33' 701" EO 18°57' 021"
	Hüvösvölgy, Nyéki u.	5,1	20,4	0,7	199 000 ±22e	240	N 47°32' 220" EO 18°58' 071"
	Hüvösvölgy, Kondor u.	-12,4	18,1	2,5	264 000 ±144e	213	N 47°32' 165" EO 18°58' 907"
	Törökveszi u.	-16,9	13,5	2,4		241*	N 47°31' 539" EO 19°00' 581"
	Törökveszi lejtő	-12,0	18,5	1,1		222*	N 47°31' 398" EO 19°00' 599"
	Lepke u.	-12,0	18,5	0,7		183	N 47°31' 251" EO 19°00' 284"
	Fillér u.	-15,0	15,4	1,3		224	N 47°31' 045" EO 19°00' 716"
	Detrekő u.	-15,4	15,1	1,4		227	N 47°31' 070" EO 19°00' 778"
	Barsi u.	-9,5	21,1	1,2	356 000 ±24e	174	N 47°30' 924" EO 19°00' 739"

5-3. táblázat/2. folytatás

Terület	Előfordulás	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{átlag}}$	Kor	h (Tszf.)	GPS koordináta
		[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]			
Ördög-árok-völgye	Bogár u.	-15,2	15,2	2,0		224	N 47°31' 172" EO 19°00' 924"
	Bímbo u.	-12,6	17,9	1,9	367 000 ±122e	193	N 47°31' 257" EO 19°00' 351"
	Szemlő-hegy	-15,8	14,7	2,1	184 000 ±12e*	240	N 47°31' 428" EO 19°01' 644"
	Szőlészeti Kutatóintézet	-11,7	18,9	1,3	346 000 ±79e	170	N 47°30' 765" EO 19°00' 714"
	Buda-vár-hegy I-II.	-13,5	16,9	1,7		140	N 47°29' 697" EO 19°02' 437"
	Buda-vár-hegy III.	-11,9	18,6	-2,4	344 000 ±111e	126	N 47°29' 773" EO 19°02' 433"
	Halászbástya, Hilton-szálló	-16,2	14,2	1,2	450 000 ±102e	150	N 47°30' 198" EO 19°02' 032"
	Nap-hegy	-11,2	19,3	1,3		143	N 47°29' 561" EO 19°01' 929"
Solyáni-völgy	Üröm-hegy felső	-11,5	19,1	2,2	376 000 ±163e	192	N 47°35' 128" EO 19°00' 829"
					398 000 ±43e		
	Arany-hegy felső	-11,7	18,8	1,7		178	N 47°34' 596" EO 19°01' 487"
	Csucsos-hegy	-12,9	20,9	2,5		171	N 47°34' 928" EO 18°59' 559"
Dera-patak völgye	Budakalász, Monalovac-h.	-11,2	19,3	1,9	568 000 ±97e	215	N 47°37' 168" EO 19°01' 034"
					274 000 ±35e	230	
	Pusztá-hegy	-10,4	20,2	2,3		224	N 47°36' 244" EO 19°01' 492"
	Kálvária-tető felső	-12,1	18,4	1,8	349 000 ±57e	205	N 47°36' 489" EO 19°02' 009"
					411 000 ±53e	211	
	Ezüst-hegy felső	-10,3	20,2	1,4	276 000 ±107e	186	N 47°36' 703" EO 19°02' 846"
					225 000 ±29e		
	Felső-hegy	-12,5	18,1	1,2	380 000 ±44e	238	N 47°35' 833" EO 19°01' 994"
	Majdán-fennsík	-12,1	18,5	1,6		188	N 47°38' 680" EO 19°00' 399"
	Berdo-dűlő	-12,6	17,9	1,8		223	N 47°36' 485" EO 19°01' 434"

5-3. táblázat/3. folytatás

Terület	Előfordulás	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{átlag}}$	Kor	h (Tszf.)	GPS koordináta
		[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]			
Duna-völgye	Apostol	-11,3	19,3	1,6	347 000 ±64e	169	N 47°31' 131" E O 19°02' 014"
	Kisocell	-14,3	16,2	1,2	189 000 ±134e	137	N 47°32' 239" E O 19°01' 716"
	Farkastorki út	-12,6	17,9	-1,2	238 000 ±39e	154	N 47°33' 092" E O 19°01' 462"
	Labanc-köz (felső)	-11,8	18,7	2,2			N 47°33' 398" E O 19°01' 423"
	Bécsi út (Shell benzinkút)	-12,5	18,0	0,4	245 000±21e	118	N 47°33' 190" E O 19°01' 659"
					246 000±21e	118	
	Margitsziget	-10,5	20,1	-0,4	recens	100	N 47°32' 07.62" E O 19°03' 05.27" *
	Rudas-fürdő**	-15,1	15,3	1,4	recens	122*	N 47°29' 20.30" E O 19°02' 52.19" *
	Gellért-táró, Ósforrás	-14,9	15,6	1,2	recens	104*	N 47°29' 04.99" E O 19°03' 09.99" *
	Arpád-forrás***	-9,9	20,7	-5,3	holocén	104*	N 47°32' 58.16" E O 19°01' 54.01" *

*irodalmi adatok alapján

** Veres (2007) alapján

***Horváth Zoltán által adott, régészeti feltárásból származó mintából

5-4. táblázat/1. A Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak izotópos átlagértékei, kora és GPS koordinátái.

Terület	Előfordulás	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{átlag}}$	Kor	h (tszf.)	GPS koordináta
		[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]			
Nyugati-Gerecse	Kőpíte	-11.9	18.6	-3.3	> 600 000 év	256	N 47°42' 68" EO 18°20' 065"
	Les-hegy, alsó kőfejtő	-12.5	18.0	-3.4	408 000 ±73e	229	N 47°41' 954" EO 18°19' 329"
					273 000 ±73e		
	Les-hegy, felső kőfejtő	-12.7	17.8	-4.9	376 000 ±55e	235	N 47°41' 960" EO 18°19' 355"
	Meleges-hegy	-9.7	20.9	-3.3	> 600 000 év	282	N 47°43' 104" EO 18°22' 751"
	Új-hegy- Öreg-hegy	-12.1	18.4	-2.1	> 600 000 év	261	N 47°42' 221" EO 18°22' 284"
	Látó-hegy	-12.3	18.2	-2.7	> 600 000 év	282	N 47°42' 248" EO 18°22' 192"
	Mária-Magdolna puszta	-12.6	17.9	-4.5	284 000 ±19e	154	N 47°41' 086" EO 18°18' 875"
	Tata, Angol kert, Pokol-forrás	-10.9	19.7	-6.5	recens	142*	N 47°38' 988" EO 18°19' 863"
	Tata, Porhanyó-bánya	-11.4	19.2	-5.3	~100 000*	147*	N 47°38' 29.82" EO 18°19' 13.85" *
	Tata, Öreg-tó Kelet	-12.6	18.0	-6.1	52 000 ±1,5e	120	N 47°38' 770" EO 18°19' 750"
	Kender-hegy	-12.2	18.4	-4.5		160	N 47°39' 875" EO 18°21' 477"
	Vértesszőlős, Paleolit-telep	-12.4	18.1	-5.7	~350 000*	182	N 47°37' 538" EO 18°23' 074"
	Vértesszőlős, középső	-12.4	18.1	-5.2	220 000 ±28e	144	N 47°37' 509" EO 18°22' 535"
	Vértesszőlős, alsó	-11.4	19.2	-5.6		140*	N 47°37' 315" EO 18°22' 521"
	Dunaalmás, alsó kőfejtő	-11.2	19.3	-3.8	214 000 ±30e	210	N 47°43' 609" EO 18°19' 581"
					> 600 000 év	191	
	Dunaalmás, római kőfejtő	-12.5	18.0	-3.9	> 600 000 év	264	N 47°43' 000" EO 18°19' 902"
	Vöröskő	-12.6	17.9	-3.5	223 000 ±29e	224	N 47°43' 501" EO 18°20' 055"
	Dunaalmás-malom	-12.5	18.0	-2.6		113	N 47°43' 813" EO 18°19' 380"
	Csokonai-forrás	-11.8	18.7	-11.2	Holocén-recens	110	N 47°43' 910" EO 18°19' 485"
	Betlehemi-kőfejtő	-10.5	20.1	-2.9		176	N 47°42' 512" EO 18°18' 995"
	Csöcsös-hegy	-11.7	18.8	-3.6		225	N 47°42' 417" EO 18°19' 461"

5-4. táblázat/2. A Gerecse édesvízi mészkő előfordulásainak izotópos átlagértékei, kora és GPS koordinátái.

Terület	Előfordulás	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atlag}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atlag}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{atlag}}$	Kor év	h (Tszf.) m	GPS koordináta
		[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]			
Központi-Gerecse	Réz-hegy	-10.3	20.3	-2.4	466 000 ±83e	228	N 47°43' 976" EO 18°30' 598"
	Öreg-hegyek	-12.3	18.2	-3.5	391 000 ±53e	236	N 47°44' 177" EO 18°29' 889"
	Alsóvadás, Csonkás-hát	-10.3	20.2	-1.9	436 000 ±74e	329	N 47°41' 634" EO 18°27' 471"
	Szágodó	-2.0	21.7	-5.2		201	N 47°43' 296" EO 18°28' 600"
	Vékonyceser	-2.4	20.9	-5.5	486 000 ±49e	238	N 47°43' 219" EO 18°28' 613"
	Süttö, Új-Haraszti kőfejtő	-10.8	19.8	-0.6	296 000 ±22e	246*	N 47°44' 36.53" EO 18°27' 02.09" *
	Süttö, Diósvölgyi kőfejtő	-10.6	20.0	-0.7	422 000 ±21e	233*	N 47°44' 40.14" EO 18°26' 49.44" *
	Süttö-Hegyháti kőfejtő	-10.6	19.9	-0.7	272 000 ±65e	249*	N 47°44' 15.76" EO 18°26' 50.05" *
	Süttö, Tatai-tüdő (Pörös-földek)	-11.0	19.5	-0.6		197	N 47°43' 889" EO 18°25' 256"
	Keleti-Gerecse	Juh-állás	-11.7	18.8	-3.6		226
Babál-hegy		-11.8	18.8	-4.4		145*	N 47°39' 40.73" EO 18°39' 35.50" *
Tokod		-12.6	17.9	-4.3	385 000 ±50e	185-145*	N 47°43' 139" EO 18°38' 298"
Mogyorósbánya, Kő-hegy		-8.6	22.0	-1.6	> 600 000 év	285	N 47°43' 346" EO 18°36' 835"
Muzsla-hegy (tavi-mocsári)		-8.5	22.2	-3.7		318*	N 47°43' 56.97" EO 18°34' 47.80" *
Zsámbék		-6.9	23.8	-0.3		197*	N 47°32' 25.06" EO 18°42' 43.20" *
Kiskő-Hegyeskő		-12.0	18.5	-2.7	231 000 ±8e	219.0	N 47°42' 808" EO 18°38' 176"
Szenikút		-10.9	19.7	-0.4		192	N 47°42' 692" EO 18°35' 060"
Óbarokk		-5.43	25.31	-3.87	felső-pannon*	216	N 47°30' 095" EO 18°35' 733"

* GPS koordináták a Google Earth program segítségével

5-5. táblázat/1.

A Budai-hegységből gyűjtött édesvízi mészkő minták szén és oxigénizotópos összetétele.

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Szabadság-hegy és környéke	1 Hármaskút-tető	1	-9,1	21,6	0,1
		2	-8,5	22,1	0,3
		3	-7,5	23,2	-0,7
		4/1.	-7,5	23,2	0,8
		4/2.	-8,3	22,4	0,9
		4/3.	-9,1	21,5	-1,0
		2 Csillagvizsgáló	1	-8,6	22,0
	2	-8,0	22,6	-2,0	
	3	-8,9	21,8	-2,1	
3 Budaörsi-hegy	1	1	-8,4	22,2	-2,1
		2	-7,4	23,3	-2,5
		3	-8,8	21,9	-4,1
		4	-9,4	21,2	-4,2
4 Kakukk-hegy	1	1	-8,2	22,5	-3,1
		2/1.	-7,6	23,0	-1,5
		2/2.	-9,1	21,5	-2,8
		3	-8,1	22,6	-1,8
		4	-8,5	22,2	-3,5
		5	-7,9	22,7	-5,2
5 Széchenyi-hegy	1	1	-11,4	19,2	-1,2
		2	-7,5	23,2	-6,2
		3	-10,6	20,0	-1,76
		4	-6,3	24,4	-4,1
6 Normafa, tető	1	1	-7,7	23,0	-2,0
		2	-7,5	23,2	-0,4
		3	-8,0	22,6	1,3
		4	-8,3	22,3	-2,4
7 Normafa, síugró sánc	1	1	-8,9	21,7	0,9
		2	-8,9	21,8	1,3
		3	-8,3	22,4	-5,1
		4	-7,4	23,2	-2,5

5-5. táblázat/2.

folytatás

Terület		Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
				[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Szabadság-hegy és környéke	8	Normafa, tető II.	1	-7,6	23,1	-3,1
			2	-8,0	22,6	-2,7
			3	-7,5	23,2	0,8
	9	Normafa, tenispálya	1	-7,4	23,3	-2,9
			2	-8,1	22,6	-4,2
			10	Fülemüle u.	1	-8,3
	10	Fülemüle u.	2	-8,3	22,3	-6,0
			3	-7,6	23,1	1,1
			11	Pipiske u.	1	-12,6
	12	Farkasvölgyi u.	1	-3,3	27,5	-2,6
			2	-6,1	24,6	-5,0
	13	Rege u.	1	-12,3	18,3	1,4
	14	Magas u.	1	-7,9	22,7	-2,2
			2	-7,8	22,9	-1,2
			3	-8,8	21,8	-3,2
	15	KFKI	1	-7,3	23,4	-0,5
			2	-4,2	26,5	0,6
			3	-9,3	21,4	-4,6
			4	-4,6	26,1	0,7
			5	-3,7	27,1	0,8
	16	Ágnes u.	1	-9,6	21,0	1,6
			2	-8,4	22,3	-3,3
	17	Tündérhegyi kőfejtő	1	-4,7	26,0	-2,8
			2	-3,0	27,8	-1,7
			3	-4,3	26,5	-2,3
			4	-3,4	27,4	-1,5
			5	-5,0	25,8	-2,6
Német-völgy	18	Gellért-hegy, Ifjúsági park	1	-14,3	16,2	1,9
			2	-12,4	18,1	2,0
			3	-10,0	20,6	0,2
			4	-12,1	18,5	1,9

5-5. táblázat/3.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$		
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]		
Német-völgy	Gellért-hegy, Ifjúsági park	5	-12,9	17,6	1,9		
		19	Gellért-hegy, Számadó u.	1	-10,9	19,7	0,2
		2		-1,0	29,9	3,2	
		3		-9,2	21,4	1,7	
		4		-11,0	19,6	-0,2	
5	-11,7	18,9		0,3			
20	Gellért-hegy, Kelenhegyi u.	1	-11,0	19,5	0,2		
		2	-9,9	20,7	-3,1		
		3	-8,7	22,0	-5,9		
21	Gellért-hegy, Somlói u.	1	-11,3	19,3	-0,5		
Ördög-árok völgye	Máriaremete	1	-9,2	21,4	-1,8		
		2	-11,2	19,3	2,7		
		3	-11,4	19,2	3,2		
		4	-11,2	19,4	2,7		
23	Hűvösölgy, Nyéki u.	1	-10,4	20,2	1,7		
		2	-10,3	20,3	0,3		
		3	-9,9	20,7	0,8		
		4	-10,3	20,3	-0,1		
24	Hűvösölgy, Kondor u.	1	-11,8	18,7	-5,1		
		2	-12,9	17,6	1,9		
		3	-12,5	18,0	2,9		
		4	-11,7	18,8	2,7		
		5	-12,4	18,1	2,5		
25	Törökveszi u.	1	-16,9	13,5	2,4		
26	Törökveszi lejtő	1	-10,7	19,8	3,2		
		2	-12,2	18,3	2,3		
		3	-14,1	16,3	2,2		
		4	-12,7	17,9	2,4		
		5	-11,0	19,5	-1,7		
		6	-11,2	19,3	-1,8		

5-5. táblázat/4.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Ördög-árok völgye	27 Lepke u.	1	-12,5	18,1	0,3
		2	-12,3	18,3	0,8
		3	-11,4	19,2	1,2
28	Fillér u.	1	-14,2	16,3	1,2
		2	-13,9	14,6	1,4
29	Détrekő u.	1	-15,2	15,2	1,8
		2	-14,9	15,5	0,4
		3	-8,5	22,1	
		4	-16,4	14,0	2,2
		5	-14,9	15,6	1,4
30	Bársi u.	1	-4,0	26,7	2,8
		2	-11,0	19,5	-10,1
		3	-18,2	12,2	-6,5
		4	-10,4	20,2	-0,8
		5	-10,7	19,9	0,7
		6	-13,0	17,5	2,2
31	Bogár u.	1	-15,2	15,2	2,0
32	Bimbó u.	1	-12,3	18,3	-3,1
		2	-12,3	18,2	2,0
		3	-13,3	17,2	1,8
33	Szemlő-hegy	1	-17,4	13,0	1,8
		2	-17,4	13,0	0,8
		3	-14,6	15,8	3,0
		4	-13,7	16,8	2,7
34	Szőlészeti Kutatóintézet	1	-11,1	19,5	-0,1
		2	-12,2	18,4	2,0
		3	-12,0	18,5	1,2
		4	-11,8	18,7	1,9
		5	-11,2	19,4	1,4

5-5. táblázat/5.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Ördög-árok völgye	35 Buda-vár-hegy I-II.	I/1	-15,4	15,0	1,0
		II/1	-12,3	18,2	2,2
	II/2	-12,9	17,6	1,8	
	Buda-vár-hegy III.	III/1	-12,4	18,1	-2,1
		III/2	-11,4	19,2	-2,6
36	Halászbástya, Hilton-szálló	1	-17,8	12,6	1,4
		2	-16,2	14,2	1,1
		3	-15,7	14,8	0,9
		4	-14,6	15,8	1,3
		5	-16,6	13,8	1,2
37	Nap-hegy	1	-10,9	19,6	1,3
		2	-10,8	19,8	1,8
		3	-11,9	18,6	0,7
		4	-10,8	19,8	1,8
		5	-10,8	19,8	1,8
Solymári-völgy	38 Üröm-hegy felső	1	-11,2	19,4	2,5
		2	-11,4	19,2	2,8
		3	-11,3	19,3	3,1
		4	-12,1	18,4	0,5
39	Arany-hegy felső	1	-11,6	18,9	1,5
		2	-11,9	18,7	1,9
40	Csúcsos-hegy	1	-12,9	17,7	2,5
		2	-6,5	24,2	0,3
Dera-patak völgye	41 Budakalász, Monalovác-h.	bk-1.2	-10,4	20,2	2,0
		bk-1.3	-10,8	19,8	2,1
		bk-1.4	-11,1	19,5	2,2
		bk-1.5	-11,1	19,5	2,0
		bk-1.6	-11,1	19,5	2,2
		bk-1.7	-11,3	19,3	2,3
		bk-1.8	-11,1	19,5	1,9

5-5. táblázat/6.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Dera-patak völgye	Budakalász, Monalovác-h.	bk-I.9	-10,1	20,5	2,0
		bk-I.10	-10,5	20,1	2,6
		bk-I.11	-11,2	19,4	2,5
		bk-I.12	-11,3	19,3	2,3
		bk-I.13	-11,2	19,4	2,3
		bk-I.14	-12,2	18,3	2,1
		bk-I.15	-11,3	19,3	2,5
		bk-I.16	-11,0	19,6	2,7
		bk-I.17	-10,8	19,8	2,1
		bk-I.18	-11,1	19,5	1,9
		bk-I.19	-10,7	19,9	2,1
		bk-I.20	-10,8	19,8	2,1
		bk-I.21	-11,3	19,3	2,0
		bk-II.1	-11,1	19,5	2,4
		bk-II.2	-10,6	20,0	2,5
		bk-II.3	-11,5	19,1	2,1
		bk-II.4	-11,4	19,2	2,2
		bk-II.5	-11,5	19,1	2,1
		bk-II.6	-12,4	18,1	1,8
		bk-II.7	-14,0	16,5	1,3
		bk-II.8	-12,2	18,3	2,3
		bk-II.9	-12,6	17,9	1,8
		bk-II.10	-12,9	17,6	1,8
		bk-II.11	-13,3	17,2	1,8
		bk-II.12	-11,9	18,6	2,1
		bk-II.13	-13,1	17,4	1,7
		bk-II.14	-13,7	16,8	1,2
		bk-II.15	-12,7	17,8	2,2
		bk-II.16	-11,8	18,7	2,1
		bk-II.17	-11,3	19,3	1,4
		bk-II.18	-11,9	18,6	1,0

5-5. táblázat/7.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Dera-patak völgye	Budakalász, Monalovác-h.	bk-II.19	-11,5	19,1	1,8
		bk-II.20	-10,6	20,0	1,0
		bk-II.21	-9,4	21,2	0,3
		bk-II.22	-11,4	19,2	1,6
		bk-II.23	-10,7	19,9	1,4
		bk-II.24	-11,5	19,1	2,3
		bk-II.25	-10,7	19,9	1,9
		bk-II.26	-11,7	18,8	2,0
		bk-II.27	-11,7	18,8	2,4
		bk-II.28	-11,9	18,6	2,3
		bk-II.29	-11,5	19,1	2,7
		bk-II.30	-11,2	19,4	2,8
		bk-II.31	-12,0	18,5	2,3
		bk-II.32	-12,2	18,3	2,1
		bk-III.1	-10,2	20,4	2,0
		bk-III.2	-9,9	20,7	1,9
		bk-III.3	-12,1	18,4	2,2
		bk-III.4	-12,2	18,3	2,3
		bk-III.5	-12,2	18,3	2,5
		bk-III.6	-12,2	18,3	2,2
		bk-III.7	-12,6	17,9	2,1
		*bk-IV.1	-10,8	19,8	1,6
		*bk-IV.2	-11,7	18,8	1,5
		*bk-IV.3	-10,5	20,1	1,9
		*bk-IV.4	-10,1	20,5	1,5
		*bk-IV.5	-10,1	20,5	1,5
		*bk-IV.6	-9,9	20,7	1,5
		*bk-IV.7	-10,3	20,3	1,4
		*bk-IV.8	-10,7	19,9	1,4
		*bk-IV.9	-10,5	20,1	2,1
		*bk-IV.10	-9,8	20,8	1,7

5-5. táblázat/8.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Dera-patak völgye	Budakalász, Monalovác-h.	*bk-IV/11	-10,8	19,8	1,9
		*bk-IV/12	-10,5	20,1	1,7
		*bk-IV/13	-9,7	20,9	1,2
		*bk-IV/14	-9,8	20,8	1,2
		*bk-IV/15	-9,8	20,8	2,0
		*bk-IV/16	-11,0	19,6	2,2
		*bk-IV/17	-10,4	20,2	2,5
		*bk-IV/18	-11,1	19,5	1,5
		*bk-IV/19	-9,9	20,7	1,2
		*bk-IV/20	-10,9	19,7	2,0
		*bk-IV/21	-10,3	20,3	2,0
		*bk-IV/22	-10,3	20,3	1,3
		*bk-IV/23	-9,7	20,9	0,4
		bk-shrub-1	-11,1	19,4	2,6
		bk-shrub-2	-11,1	19,5	2,1
		bk-shrub-3	-11,3	19,2	2,3
		bk-shrub-4	-11,8	18,7	2,6
		bk-shrub-5	-11,3	19,2	1,8
		bk-shrub-6	-11,5	19,0	2,5
		bk-shrub-7	-11,2	19,3	2,2
		bk-shrub-8	-10,6	19,9	1,6
		bk-shrub-9	-11,4	19,1	2,2
		bk-shrub-10	-11,3	19,2	2,0
bk-shrub-II	-12,1	18,4	2,5		
42	Pusztá-hegy	I/1	-9,9	20,8	2,5
		I/2	-10,0	20,6	2,2
		I/3	-10,3	20,3	2,1
43	Káivária-tető felső	II/1	-11,2	19,3	2,5
		1	-11,5	19,0	2,0
		2	-12,9	17,5	2,3
		3	-12,1	18,4	1,8

5-5. táblázat/9.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$		
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]		
Dera-patak völgye	Kálvária-tető felső	4	-11,6	18,9	2,0		
		5	-12,8	17,7	2,1		
		6	-12,4	18,0	1,8		
		7	-12,4	18,1	2,2		
		8	-12,8	17,7	2,1		
		9	-11,8	18,7	2,0		
		10	-12,2	18,3	1,4		
		11	-12,7	17,8	2,0		
		12	-12,0	18,5	0,7		
		13	-11,8	18,7	2,4		
		14	-11,7	18,8	2,4		
		15	-12,3	18,2	1,9		
		16	-12,4	18,1	1,7		
		17	-12,1	18,4	2,0		
		18	-12,2	18,3	0,8		
		19	-11,5	19,0	0,9		
		20	-12,5	18,0	1,7		
		21	-12,5	18,0	1,8		
		22	-12,1	18,4	1,5		
		23	-12,5	17,9	2,5		
		24	-11,1	19,4	1,6		
		25	-11,6	18,9	2,2		
		26	-11,9	18,6	1,8		
		27	-11,7	18,8	1,2		
		28	-11,3	19,2	1,4		
		29	-11,7	18,8	1,5		
		30	-11,7	18,8	1,7		
		44	Ezüst-hegy felső	1	-10,1	20,5	0,5
				2	-10,1	20,5	1,5
				3	-10,7	19,8	2,0

5-5. táblázat/10.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Dera-pataik völgye	45 Felső-hegy	1	-14,9	15,5	2,0
		1/b	-12,8	17,7	1,7
		2	-12,6	18,0	1,5
		3	-12,5	18,0	1,6
		4	-12,3	18,3	1,2
		5	-13,1	17,4	1,2
		6	-12,4	18,2	-1,2
		7	-11,6	19,0	-0,3
		8	-12,1	18,4	1,2
		9	-13,3	17,2	1,7
		10	-12,3	18,3	2,0
		11	-13,2	17,3	1,6
		12	-11,0	19,6	1,7
		13	-11,7	18,9	1,3
	14	-11,3	19,3	1,1	
	46 Majdán-fennsik	1	-12,3	18,2	1,7
		2	-11,8	18,8	1,5
	47 Belső-dűlő	1	-13,1	17,4	1,5
		2	-12,1	18,4	2,1
Duna-völgye	48 Apostol	1	-10,5	20,0	3,1
		2	-11,2	19,3	1,1
		3	-11,7	18,9	2,9
		4	-11,9	18,7	1,1
		5	-11,2	19,4	0,0
	Kiscell	1	-13,6	16,8	1,2
		2	-12,3	18,2	1,2
		2a	-15,6	14,7	1,0
		3	-13,3	17,1	1,2
		4	-14,0	16,5	1,5
		5	-14,4	16,0	1,4
	6	-15,1	15,3	0,8	

5-5. táblázat/11.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Duna-völgye	Kisce ll	7	-15,3	15,1	1,3
	Farkastorki út	I/1.	-12,2	18,3	-2,7
		I/3.	-12,8	17,7	-0,3
		II/1.	-12,1	18,4	-0,7
		II/2.	-13,3	17,2	0,4
		II/4.	-12,1	18,5	-2,3
II/5.		-13,3	17,2	-0,9	
	II/6.	-12,4	18,2	-2,2	
Labanc-köz (felső)	1	22,4	2,8	4,6	
	2	-11,8	18,7	2,2	
Bécsi út (Shell benzinkút)	1	-12,8	17,8	1,7	
	2	-13,1	17,4	0,8	
	3	-12,4	18,2	0,0	
	4	-11,8	18,7	-1,0	
Margitsziget	1	-10,8	19,8	-0,4	
	2	-10,2	20,4	-0,5	
Gellért-tározó, Osi forrás	1	-15,1	15,3	1,5	
	1b	-14,7	15,8	1,0	
	Árpád-forrás***	1	-9,9	20,7	-5,3

5-6. táblázat/1.

A Gerecséből gyűjtött édesvízi mészkő minták szén és oxigénizotópos összetétele.

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Nyugat-Gerecse	1 Kőpíte	1	-9.9	20.7	-3.1
		2	-9.5	21.1	-3.9
		3	-9.9	20.7	-3.1
		4	-13.4	17.1	-3.5
		5	-13.4	17.1	-3.4
		6	-13.0	17.5	-3.5
		7	-12.4	18.1	-2.7
		8	-13.2	17.3	-3.2
		9	-13.0	17.5	-3.3
	2 Les-hegy, alsó kőfejtő	1	-12.2	18.3	-3.4
		2	-12.3	18.2	-3.4
		3	-12.3	18.2	-3.6
		4	-12.4	18.1	-3.3
		5	-12.8	17.7	-3.3
		6	-12.8	17.7	-3.3
		7	-11.9	18.7	-3.1
		8	-11.5	19.1	-3.3
		9	-11.9	18.6	-3.3
		10	-12.6	17.9	-4.0
		11	-12.3	18.2	-3.9
		12	-12.0	18.6	-4.4
		13	-13.1	17.4	-3.1
14	-11.3	19.3	-4.7		
15	-12.3	18.3	-3.7		
16	-13.4	17.1	-3.2		
17	-13.2	17.3	-3.2		
18	-12.1	18.4	-4.2		
19	-12.3	18.2	-3.0		
20	-13.2	17.3	-3.6		
21	-13.4	17.1	-3.0		
22	-12.6	17.9	-2.8		

5.-6 táblázat/2.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$		
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]			
Nyugat-Gerecse	Les-hegy, alsó köfető	23	-13,5	16,9	-2,9		
		24	-12,0	18,5	-3,4		
		25	-12,4	18,2	-3,1		
		26	-12,6	18,0	-3,2		
		27	-12,5	18,0	-3,7		
		28	-12,3	18,2	-3,2		
		29	-12,8	17,8	-3,0		
		3	Les-hegy, felső köfető	1	-11,7	18,8	-4,3
				2	-12,0	18,6	-5,5
3	-12,1			18,4	-3,3		
4	-12,8			17,7	-9,4		
5	-14,3			16,1	-4,5		
6	-12,7			17,8	-3,3		
4	Meleges-hegy	1	-10,5	20,1	-2,7		
		2	-9,4	21,2	-3,9		
		3	-9,2	21,4	-3,3		
5	Új-hegy- Öreg-hegy	1	-12,2	18,4	-2,8		
		2	-12,8	17,7	-3,0		
		3	-12,4	18,1	-1,3		
		4	-11,8	18,8	-1,4		
		5	-11,4	19,2	-1,6		
		6	-12,0	18,5	-2,6		
6	Látó-hegy	1	-12,5	18,1	-2,2		
		2	-12,0	18,6	-1,9		
		3	-12,4	18,1	-2,7		
		4	-12,3	18,2	-4,1		
7	Mária-Magdolna puszta	1	-12,9	17,7	-4,9		
		2	-12,6	17,9	-4,3		
		3	-12,8	17,7	-4,4		
		4	-12,1	18,5	-4,3		

5-6. táblázat/3.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Nyugat-Gerecse	8 Tata, Angol kert, Pokol-forrás	1	-10,9	19,6	-5,9
		2	-11,0	19,5	-6,3
		3	-10,8	19,7	-5,5
		4	-10,8	19,8	-8,6
9	Tata, Porhanvó-bánya	1	-11,5	19,1	-5,3
		2	-11,3	19,3	-5,5
		3	-11,3	19,3	-5,5
		4	-11,4	19,2	-5,7
		5	-10,5	20,1	-5,1
		6	-11,1	19,5	-5,5
		7	-11,0	19,6	-5,3
		8	-11,3	19,3	-5,3
		9	-10,8	19,8	-5,1
		10	-11,5	19,1	-5,3
		11	-11,0	19,6	-5,4
		12	-11,1	19,5	-5,4
		13	-12,0	18,5	-5,7
		14	-11,9	18,6	-5,6
		15	-12,2	18,3	-5,5
		16	-12,1	18,4	-5,7
		17	-11,0	19,6	-5,4
		18	-12,5	18,0	-5,6
		19	-11,2	19,4	-5,6
		20	-12,5	18,0	-5,8
		21	-11,7	18,9	-5,8
		22	-12,2	18,3	-5,7
		23	-11,7	18,9	-5,5
		24	-11,2	19,4	-5,3
		25	-10,2	20,4	-5,3
		26	-10,4	20,2	-5,3
		27	-11,5	19,1	-5,3

5-6. táblázat/4.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Nyugat-Gerecse	Tata, Porhanyó-bánya	28	-11,1	19,5	-5,7
		29	-11,2	19,4	-5,3
		30	-11,3	19,3	-5,6
		31	-7,8	22,9	-5,2
		32	-12,9	17,6	-5,4
		33	-12,7	17,8	-5,6
		34	-12,4	18,1	-5,4
		35	-11,8	18,8	-4,7
		36	-10,6	20,0	-5,0
		37	-12,5	18,0	-5,5
		38	-12,5	18,0	-5,6
		39	-12,5	18,0	-5,6
		40	-12,4	18,1	-5,5
		41	-12,4	18,1	-5,4
		42	-12,9	17,6	-5,5
		43	-12,9	17,6	-5,5
		44	-11,4	19,2	-5,2
		45	-10,8	19,8	-5,2
		46	-11,5	19,1	-5,5
		47	-12,0	18,5	-5,5
		48	-11,3	19,3	-5,1
		49	-11,4	19,2	-5,2
		50	-11,2	19,4	-5,2
		51	-12,0	18,5	-5,2
		52	-12,1	18,4	-5,3
		53	-8,8	21,8	-3,6
		54	-7,4	23,3	-2,6
		55	-9,7	20,9	-4,2
56	-10,8	19,8	-5,3		
57	-12,0	18,5	-5,4		
58	-10,8	19,8	-5,4		

5-6. táblázat/5.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
		száma	[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Nyugat-Gerecse	10 Tata, Öreg-tó Kelet	1	-12.7	17.8	-6.4
		3	-12.6	17.9	-6.3
		4	-13.3	17.2	-5.7
		5	-12.3	18.3	-6.1
		6	-12.0	18.6	-6.1
11 Kender-hegy		1	-12.2	18.4	-4.5
		2	-12.2	18.3	-4.5
12 Vértesszőlős, Paleolit-telep		1	-12.2	18.3	-5.1
		2	-12.3	18.2	-6.3
		3	-12.4	18.1	-7.3
		4	-12.4	18.1	-4.7
		5	-12.6	17.9	-4.9
13 Vértesszőlős, középső		1	-10.1	20.5	-6.8
		2	-10.4	20.2	-6.4
		3	-13.0	17.5	-4.4
		4	-13.3	17.1	-4.9
		5	-13.5	17.0	-5.0
		6	-13.5	17.0	-4.1
		7	-13.1	17.4	-4.9
14 Vértesszőlős, alsó		1	-12.3	18.2	-5.8
		2	-11.5	19.0	-5.1
		3	-10.9	19.6	-5.5
		4	-10.9	19.7	-6.1
15 Dunaalmás, alsó kőfejtő		1	-12.4	18.1	-3.1
		4	-7.8	22.9	-6.8
		4/b	-11.3	19.3	-2.7
		5	-11.2	19.4	-4.6
		6	-12.0	18.5	-2.7
		7	-8.8	21.8	-6.8
		8	-8.6	22.1	-7.3
		9	-10.4	20.2	-6.8

5-6. táblázat/6.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Nyugat-Gerecse	Dunaalmás, alsó köfejtő	10	-9.1	21.6	-6.7
		11	-11.0	19.6	-5.6
		12	-12.0	18.6	-3.6
		13	-12.2	18.4	-2.8
		14	-11.2	19.4	-4.1
		15	-12.5	18.0	-3.7
		16	-12.0	18.6	-4.2
		17	-12.2	18.3	-4.0
		18	-12.3	18.3	-3.0
		19	-12.3	18.3	-3.6
		20	-12.4	18.1	-2.9
		21	-11.4	19.2	-3.4
		22	-12.1	18.4	-3.8
		23	-12.7	17.8	-3.4
		26	-10.8	19.8	-3.0
		27	-11.1	19.4	-4.1
		28	-12.8	17.8	-5.2
		29	-11.8	18.8	-4.0
		30	-12.0	18.5	-4.0
		31	-11.5	19.1	-3.9
		32	-11.5	19.1	-3.8
		33	-11.9	18.6	-2.4
		34	-10.9	19.7	-3.0
		35	-10.6	20.0	-2.5
		36	-11.2	19.3	-2.4
		37	-11.4	19.2	-2.6
		38	-11.2	19.4	-2.1
		39	-10.4	20.1	-3.4
		41	-11.3	19.3	-4.1
		42	-4.9	25.9	-0.4
		43	-12.3	18.2	-2.7

5-6. táblázat/7.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Nyugat-Gerecse	Dunaalmás, alsó köfejtő	44	-12,7	17,8	-3,6
		45	-12,6	17,9	-3,5
	16 Dunaalmás, római köfejtő	1	-11,6	19,0	-4,8
		2	-12,4	18,1	-4,6
		3	-11,2	19,4	-4,9
		4	-11,5	19,0	-5,5
		5	-11,6	19,0	-5,1
		6	-12,2	18,4	-4,1
		7	-12,0	18,6	-4,7
		8	-12,5	18,0	-4,4
		9	-12,3	18,2	-3,9
		10	-12,7	17,9	-4,6
		11	-12,8	17,7	-3,8
		12	-13,2	17,3	-3,4
		13	-12,9	17,6	-3,5
		14	-13,3	17,2	-3,1
		15	-12,9	17,6	-3,3
		16	-13,0	17,5	-3,3
		17	-13,0	17,5	-3,0
		18	-12,8	17,7	-3,7
		19	-13,0	17,5	-3,3
		20	-13,1	17,4	-3,0
21	-12,9	17,6	-2,8		
22	-12,8	17,7	-2,8		
17 Vöröskő	1	-13,3	17,2	-2,2	
	2	-12,9	17,6	-2,3	
	3	-11,6	18,9	-6,7	
	4	-12,6	18,0	-2,8	
18 Dunaalmás-malom	1	-12,65	17,87	-1,98	
	2	-12,38	18,15	-3,13	

5-6. táblázat/8.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$
		száma	[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Nyugat-Gerecse	19 Csokonai-forrás	1	-12,4	18,1	-11,9
		2	-11,3	19,3	-10,5
	20 Betlehemi-kőfejtő	1	-10,3	20,3	-3,8
		2	-10,4	20,2	-2,5
21 Csúcsos-hegy		3	-11,2	19,4	-2,8
		4	-10,1	20,5	-2,6
		1	-11,1	19,5	-3,2
		2	-11,9	18,6	-4,0
Központi-Gerecse	22 Réz-hegy	3	-12,1	18,4	-3,6
		1	-9,7	20,9	1,0
		2	-11,5	19,0	-7,9
		3	-9,9	20,7	-1,8
		4	-9,8	20,8	-0,2
23 Óreg-hegyek		5	-10,6	20,0	-3,0
		1	-12,6	17,9	0,1
		2	-12,7	17,8	-2,8
		3	-11,9	18,6	-4,5
24 Alsóvadács, Csonkás-hát		4	-12,0	18,6	-6,5
		1	-10,7	19,8	-2,2
		2	-9,2	21,4	-1,7
		3	-9,7	20,9	-1,8
		4	-11,1	19,5	-0,5
		5	-11,0	19,6	-0,6
		6	-15,0	15,4	-6,7
25 Szágódó		6/2	-9,7	20,9	-5,3
		7	-10,9	19,6	-1,4
		1	-3,1	22,2	-6,3
		2	-0,2	22,1	-3,4
		3	-1,7	22,2	-4,8
		4	-2,0	21,6	-5,2
		5b	1,0	22,0	-2,2

5-6. táblázat/9.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
		száma	[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Központi-Gerecse	Szágódó	6	-6.2	20.0	-9.3
		1	-1.7	22.2	-4.9
		2	-3.9	20.2	-7.1
		3	-1.5	20.4	-4.7
27	Süttő, Új-Haraszti köfeytő	1	-10.8	19.8	-0.1
		2	-10.8	19.7	-0.2
		3	-10.2	20.4	-0.7
		4	-11.5	19.0	-0.3
		5	-13.6	16.9	-2.1
		6	-9.8	20.8	-0.2
		8/1	-10.4	20.2	-1.0
		8/2	-11.6	19.0	-0.8
		8/3	-8.5	22.2	-1.0
		9	-10.7	19.8	-0.1
28	Süttő, Diósvölgyi köfeytő	1	-10.9	19.7	-0.2
		2	-10.5	20.1	-0.6
		3	-10.7	19.8	-0.5
		3/1	-10.6	20.0	-0.7
		4	-10.3	20.3	-1.4
29	Süttő-Hegyháti köfeytő	1	-11.2	19.4	-1.8
		2	-10.5	20.1	-0.9
		3	-10.3	20.3	-0.5
		4	-10.4	20.2	0.1
		5	-10.8	19.8	-0.5
30	Süttő, Tatai-dűlő (Porós-földek)	1	-10.7	19.9	0.6
		2	-11.4	19.2	-1.9

5-6. táblázat/10.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Kelet-Gerecse	Juh-állás	1	-11,8	18,7	-3,8
		2	-11,6	19,0	-3,5
		3	-11,7	18,9	-4,0
		4	-11,8	18,7	-3,2
32 Babál-hegy	Babál-hegy	1	-11,8	18,8	-2,8
		2	-11,9	18,6	-6,0
		3	-11,4	19,2	-6,3
		4	-11,6	18,9	-3,3
		5	-12,3	18,3	-3,7
33 Tokod	Tokod	0	-12,5	18,0	-4,0
		1	-13,2	17,3	-4,2
		2	-13,2	17,3	-4,2
		3	-12,2	18,4	-4,4
		4	-12,7	17,8	-4,3
		5	-12,5	18,0	-4,0
		6	-12,1	18,4	-4,0
		7	-12,5	18,0	-4,1
34 Mogorósbánya, Kő-hegy	Mogorósbánya, Kő-hegy	8	-12,5	18,0	-5,8
		1	-8,1	22,5	-4,8
		2	-8,0	22,6	-1,9
		3	-8,3	22,3	-3,1
		4	-8,9	21,7	-0,9
		5	-7,9	22,7	-1,7
		6	-9,6	21,0	0,1
35 Muzsla-hegy (tavi-mocsári)	Muzsla-hegy (tavi-mocsári)	7	-9,5	21,1	0,7
		1	-8,5	22,2	-0,3
		2	-8,7	22,0	-4,2
		3	-8,7	22,0	-6,5
		4	-8,7	22,0	-4,7
		5	-8,8	21,8	-0,1
		6	-7,5	23,2	-6,1

5-6. táblázat/11.

folytatás

Terület	Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
			[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]	[‰, V-PDB]
Kelet-Gerecse	36 <i>Zsámbék</i>	1	-5,72	25,02	1,25
		2	-8,02	22,64	-1,78
	37 <i>Kiskő-Hegyeskő</i>	1	-12,79	17,72	-3,41
		2	-12,46	18,06	-2,17
		3	-11,18	19,39	-2,81
		4	-11,80	18,75	-2,12
		5	-11,94	18,60	-3,03
	38 <i>Szenkút</i>	1	-10,55	20,04	0,14
		2	-11,17	19,40	-0,86
	39 <i>Óbarokk</i>	1	-5,43	25,31	-3,87

5-7. táblázat/1.

A Sebesvíz-völgy (Bükk-hegység), Tettye (Mecsek), Kapolcs (Bakony),
édesvízi mészkő mintáinak szén és oxigénizotópos értékei.

Előfordulás neve	Minta száma	$\delta^{13}\text{C}_{\text{átlag}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{átlag}}$
		[‰, V-PDB]	[‰, V-PDB]	[‰, V-SMOW]
Sebesvíz	1	-10,6	-8,0	22,7
Tettye	út	-8,7	-8,4	22,2
	recens	-10,6	-8,8	21,9
Kapolcs, Mázas-kút	kapolcs-1	-7,5	-7,8	22,9
	kapolcs-1b	-7,2	-8,2	22,5
	kapolcs-2	-10,0	-6,7	24,0
	kapolcs-2b	-9,9	-7,0	23,7
Tihany, Nyereg-hegy	T1	-5,5	-5,2	25,6
	T2	-7,8	-6,4	24,4
	T3	-6,2	-4,5	26,3
	T4	-6,6	-4,5	26,2
	T5	-9,8	-8,1	22,5
	T6	-5,6	-5,2	25,5
	T7	-6,7	-5,3	25,4

5.-8. táblázat: A De-42., és De-42/a számú termálkutakból származó egerszalóki termálvíz hidrogeokémiai adatai. A mérések eredményei részben Dobos *et al.* (2005), Horváth *et al.* (1990), és VITUKI (Vizgazdálkodási Tudományos Kutatóközpont), valamint az Állami Népegészségügyi és Tisztiorvosi Szolgálat vizsgálataiból származnak.

	Víz (átlag)
Hozam [l/perc]*	875 (2500)
Hőmérséklet (°C)*	68 → 41
pH*	6.6 → 7.8
TDS [mg/l]	~ 1535
TOC [mg/l]	0.5-0.7
Keménység [mg/l]	~260
Vezetőképesség [µs/cm]	~990
Ca [mg/l]	160
Mg [mg/l]*	24.8
Na [mg/l]	59.5
K [mg/l]	14
Sr [mg/l]*	1.6
Mn [mg/l]*	0.001
Ba [mg/l]	180
Fe [mg/l]*	<0.02
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	630
S ²⁻	5.2
SO ₄ ²⁻	81
Cl ⁻	18-28

5-9. táblázat: Az egerszalóki édesvízi mészkő és termákvíz fő- és nyomelem összetétele, valamint, az édesvízi mészkő ásványos összetétele.

Minták	Litofácies	Ca [ppm]		Mg [ppm]		Sr [ppm]		Mn [ppm]		Fe [ppm]		Kalc. [%]	Ar. [%]	S, Q, barit [%]
		trav	víz	trav	víz	trav	víz	trav	víz	trav	víz			
1. szelvény (2004 aug.)														
1	kút	-	-	3500	20,79	691	1,54	205	0,001	48	<0,02	100	0	0
2	csatorna	-	-	4600	21,12	480	1,53	232	<0,001	78	<0,02	-	-	-
3	csatorna	-	-	4400	21,45	555	1,73	254	0,002	55	<0,02	100	0	0
4	csatorna	-	-	3800	21,12	666	1,51	232	0,001	48	<0,02	-	-	-
5	csatorna	-	-	4000	22,77	633	1,60	346	0,001	50	<0,02	100	0	0
6	csatorna	-	-	4200	21,34	338	1,74	231	0,003	42	<0,02	-	-	-
7	csatorna	-	-	4400	22,00	527	1,76	230	0,003	44	<0,02	100	0	0
8	prox. lejtő	-	-	4000	20,46	951	1,57	127	<0,001	32	<0,02	99,5	0,5	0
9	prox. lejtő	-	-	4000	22,00	1063	1,62	91	0,006	25	<0,02	99,5	0,5	0
10	prox. lejtő	-	-	3700	22,66	1358	1,55	89	0,003	25	<0,02	97,0	3	0
11	diszt. lejtő	-	-	4000	21,45	1331	1,49	56	<0,001	23	<0,02	99,0	1	0
(12)	diszt. lejtő	-	-	3100	22,33	2499	1,49	94	<0,001	29	<0,02	88,0	12	0
(13)					22,44		1,59		0,003		<0,02			
2. szelvény (2004 aug.)														
I	kút	-	-	3400	22,22	574	1,58	260	0,006	34	<0,02	98	0	2
II	csatorna	-	-	4100	23,33	542	1,57	252	0,004	44	<0,02	-	-	-
III	csatorna	-	-	3900	21,78	470	1,57	290	0,001	42	<0,02	99,5	0	0,5
IV	csatorna	-	-	3900	24,64	550	1,63	245	0,007	35	<0,02	-	-	-
V	csatorna	-	-	4100	22,55	557	1,79	247	0,044	49	<0,02	100	0	0
VI	prox. lejtő	-	-	3200	23,65	783	1,65	177	<0,001	33	<0,02	100	0	0
VII	prox. lejtő	-	-	2600	21,45	1646	1,59	105	0,001	21	<0,02	94	6	0
VIII	prox. lejtő	-	-	2500	20,90	1951	1,57	92	0,002	20	<0,02	92	8	0
IX	diszt. lejtő	-	-	3200	20,79	1564	1,61	74	<0,001	14	<0,02	97	3	0
X	diszt. lejtő	-	-	3900	21,01	1398	1,60	62	<0,001	19	<0,02	100	0	0
XI				3500	20,90	1922	1,54	64	<0,001	18	<0,02	96	4	0
XII				1300		934		286		591	<0,02			
3. szelvény (2006 okt.)														
1'	kút	363300	146,6	6150	24,33	766	1,97	-	-	-	-	98	0	2
2'	kút	372800	148,1	6834	24,55	616	1,90	-	-	-	-	98	0	2
3'	csatorna	372700	146,6	6396	24,08	663	1,94	-	-	-	-	97	1	2
4'	csatorna	368000	145,8	5880	23,95	784	1,94	-	-	-	-	97	1	2
5'	csatorna	367800	144,4	6016	24,38	749	1,91	-	-	-	-	98	0	2
6'	csatorna	378100	139,2	6351	24,45	608	1,91	-	-	-	-	97	0	3
7'	csatorna	384900	137,8	6174	24,15	824	1,90	-	-	-	-	98	0	2
8'	csatorna	386000	132,8	5505	24,48	1410	1,92	-	-	-	-	95	3	2
9'	prox. lejtő	383200	88,4	4210	23,73	2709	1,79	-	-	-	-	84	13	3
10'	prox. lejtő	380000	76,5	2199	23,83	4699	1,56	-	-	-	-	67	32	1
11'	prox. lejtő	374200	61,9	4640	24,06	2422	1,37	-	-	-	-	85	14	1
12'	diszt. lejtő	377700	59,2	2615	23,95	4557	1,35	-	-	-	-	65	35	0
13'	tavacska	378300	-	4403	-	3085	-	-	-	-	-	90	10	0
14'	tavacska	374800	-	4630	-	3073	-	-	-	-	-	80	20	0

5-10. táblázat A Budai-hegység édesvízi mészkővein MC-ICPMS-el végzett sikeres U/Th sorozatos kormeghatározások eredményei.

Előfordulás neve	Minta száma	Minta súlya [g]	^{238}U ppb	^{232}Th ppt	$d^{238}\text{U}$ ‰ név'	$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ [aktivitás]	$^{238}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ppm'	Kor nem korrigált	Kor (év) korrigált "	$d^{238}\text{U}_{\text{mészkő}}$ korrigált							
Apostol u.	3	0,2055	37,2 ±0,1	114847	2207,5	215,8	2,2	1,2461	±0,0336	10	±0,3	365401	372140,0	347297	464197	376,0	139,9
Bácsi u.	5	0,1175	32,4 ±0,1	7337	40,1	148,3	2,2	1,1546	±0,0111	34	±0,9	358089	±24394,8	359335	±24047	305,4	32,1
Bimbó u.	1	0,0957	97,7 ±0,2	167539	3035,3	124,6	2,2	1,1349	±0,0394	11	±0,4	384673	±166430,7	366562	±122258	351,0	221,5
Budakalász	1	0,2008	63,4 ±0,1	85426	13322,9	78,1	3,3	1,0249	±0,0248	13	±0,4	290278	334160,9	273913	334557	369,4	119,9
Budakalász	2	0,2773	38,0 ±0,1	1467	66,1	72,5	3,1	1,0965	±0,0052	169	±2,9	568649	497852,8	568273	497438	361,4	157,7
Érten-hegy, Széplő u.	2	0,2340	125,9 ±0,2	404735	14341,8	28,4	1,6	0,9853	±0,0485	5	±0,3	325786	±150548,2	276153	±106505	62,1	21,6
Érten-hegy, Széplő u.	2	0,2370	77,1 ±0,1	78857	1482,8	40,4	1,5	0,3441	±0,0243	14	±0,5	240886	±26748,8	229448	±28686	76,3	7,3
Érkasztorki u.	3	0,0946	96,6 ±0,6	34231	1714,8	127,1	2,7	0,6540	±0,0466	20	±0,9	258276	±45650,5	238165	±39504	239,1	36,8
Fehő-hegy	10	0,2251	40,0 ±0,1	18772	151	77,5	2,1	1,0729	±0,0144	18	±0,6	385600	±6333,9	378073	±44448	226,7	34,6
Géllén-hegy, Ifjúsági Park	1	0,0888	61,5 ±0,9	48062	293,6	189,1	±20,0	1,1386	±0,0466	24	±0,9	269075	±49648,2	253157	±43689	386,7	71,3
Géllén-hegy, Szármad u.	1	0,1207	42,5 ±0,7	103944	1918,5	128,1	±53,0	0,9953	±0,0355	7	±0,2	213176	±44116,9	182950	±48911	214,8	94,0
Géllén-hegy, Szármad u.	1	0,2117	52,1 ±0,1	355828	3780,3	163,9	±1,8	1,0093	±0,0394	6	±0,3	399575	±21033,2	462964	±50119	259,8	31,3
Hálokőbánya, Hítkő-szálló	1	0,1052	397,5 ±1,0	84316	1672,5	292,3	±2,5	1,3824	±0,0258	145	±3,7	451157	±103185,5	490131	±102032	1043,0	496,9
Kalkok-hegy	1	0,2132	169,6 ±0,3	87933	1071,1	95,0	±2,1	1,1140	±0,0209	46	±1,1	453923	±18679,8	449899	±163858	338,9	350,6
Kálvanya-telep	25	0,2972	27,1 ±0,1	30338	342,8	150,5	±3,6	1,1583	±0,0272	17	±0,4	398829	±62180,6	348784	±57205	403,3	157,3
Kálvanya-telep	1	0,2614	37,6 ±0,0	13139	481,5	91,0	±1,7	1,0998	±0,0134	52	±0,7	414941	±44892,2	411307	±53351	291,1	58,1
Kiscell	3	0,0580	200,9 ±3,6	797523	15894,4	77,7	±9,2	1,0187	±0,1120	6	±0,7	283003	±2521,27	188735	±131707	132,4	48,1
Kondor u.	1	0,0460	43,0 ±0,1	282037	6365,4	444,4	±3,6	1,0906	±0,0906	4	±0,2	319539	±106404,9	264498	±143858	938,6	285,7
Márciusmező	3	0,2045	52,7 ±0,1	364	47	41,7	±1,7	1,0305	±0,0042	1037	±6,9	402210	±18382,6	402018	±18152	129,9	0,1
Nyíki u.	1	0,2073	43,3 ±0,1	40773	4820,8	96,5	±2,0	0,9646	±0,0221	12	±0,3	215213	±14881,3	198929	±22027	169,4	11,0
Shall, Bácsai u.	3	0,2164	77,6 ±0,1	81599	1138,7	169,6	±1,8	1,1002	±0,0219	17	±0,4	255414	±18622,9	244539	±20952	338,6	21,2
Shall, Bácsai u.	3	0,0572	70,0 ±0,1	48837	981,5	190,9	±2,5	1,1254	±0,0239	19	±0,5	257977	±19775,0	246004	±20947	382,6	24,9
Szilveszkei Kámtintástej	1	0,0631	151,3 ±0,2	333993	2401,0	113,1	±2,0	1,1079	±0,0341	21	±0,7	357558	±86979,9	463387	±78858	300,9	101,4
Útán-hegy	1	0,2457	52,1 ±0,1	44414	106,0	124,3	±29,5	1,1322	±0,0127	88	±0,9	378550	±174570,4	375826	±162593	359,5	331,9
Útán-hegy	1	0,1143	56,8 ±0,1	39358	140,7	103,6	±2,8	1,1101	±0,0125	24	±0,7	401410	±44414,9	397226	±43165	312,9	48,4
Vár-hegy, Déli-oldal	3/1	0,0494	394,5 ±0,5	490616	14840,3	255,1	±2,2	1,2907	±0,0584	17	±0,9	353967	±126289,5	437328	±110921	674,0	367,1
Vár-hegy, Déli-oldal	3/1	0,2580	409,8 ±0,6	209856	4622,7	266,4	±2,4	1,3397	±0,0318	43	±1,4	427597	±115725,3	423948	±110766	382,8	177,9

5-11. táblázat A Gerecsre édesvízi mészkövein MC-ICPMS-el végzett sikeres U/Th sorozatos kormeghatározások eredményei.

Körfelirat neve	Minta száma	Minta súlya [g]	²³² Th ppb	²³⁰ Th ppt	d ²³⁰ (t) mért'	[²³⁰ Th/ ²³² Th] aktivitás'	[²³⁰ Th/ ²³² Th] ppmv'	Kor nem korrigált	Kor (év) korrigált''	d ²³⁰ (t) _{korrigált}
Abonyadica	1	0,0548	107,6 ±0,2	42726 ±460,8	158,3 ±2,6	1,9809 ±0,0170	50 ±0,9	439687 ±76452,6	436236 ±73918	543,1 ±165,3
Danalméti-alsó-kőfejtő	1	0,2513	124,9 ±0,2	184323 ±4469,2	71,1 ±2,0	0,9608 ±0,0309	11 ±0,4	232887 ±25486,4	214156 ±30040	302,2 ±12,1
Kukók-Hegyeskő	5	0,1551	28,7 ±0,0	6314 ±23	258 ±3	1,1719 ±0,013	88 ±1,0	234673 ±8401	230722 ±8373	494,8 ±13,6
Lea-hegy, alsó-kőfejtő	24	0,2727	128,3 ±0,2	65493 ±926	137,9 ±1,6	1,1619 ±0,0205	38 ±0,8	412330 ±76674,1	407536 ±73110	436,4 ±13,2
Lea-hegy, alsó-kőfejtő	1	0,0663	46,7 ±0,1	131780 ±3317,8	110,5 ±2,2	0,8816 ±0,0390	5 ±0,2	114159 ±69969,9	272954 ±73143	239,0 ±49,6
Lea-hegy, felső-kőfejtő	2	0,0593	24,1 ±0,1	23779 ±149	147 ±6	1,431 ±0,03	24 ±0,5	189286 ±61361	378565 ±5498	000,3 ±208,0
Maria-Magdolna pusztai	1	0,2450	72,6 ±0,1	16958 ±138,6	42,9 ±1,7	0,8517 ±0,0108	60 ±0,9	287161 ±19617,8	283502 ±19287	140,1 ±9,3
Oreg-bogyók	1	0,1293	57,1 ±0,1	33185 ±366,0	199,5 ±2,0	2,2386 ±0,0202	35 ±0,7	396334 ±55257,5	391439 ±53104	603,2 ±119,3
Réza-hegy	5	0,2661	71,9 ±0,2	36958 ±332,5	255,8 ±2,8	1,3375 ±0,0179	44 ±0,7	469847 ±85531,4	466411 ±82763	955,7 ±34,9
Simón, Dicsőotlag-kőfejtő	1	0,2029	45,6 ±0,1	1296 ±4,9	45,3 ±2,0	0,6402 ±0,0038	604 ±3,1	422913 ±21384,0	422285 ±21323	49,5 ±11,9
Simón, Hegyháti-kőfejtő	1	0,2822	70,7 ±0,1	224350 ±9729,5	139,4 ±1,7	1,1134 ±0,0415	6 ±0,3	309066 ±62340,9	272731 ±64791	301,3 ±59,2
Simón, Újharsanti-kőfejtő	4	0,2448	84,7 ±0,1	38692 ±762,3	450,0 ±2,4	4,905 ±0,0263	35 ±0,8	309921 ±22357,9	296346 ±22077	039,9 ±7,5
Tau, Oreg-alsó-Kelét	5	0,1052	55,5 ±0,9	35262 ±396,9	262,1 ±1,6	0,2758 ±0,0039	72 ±1,3	62834 ±998,1	51621 ±1567	303,3 ±2,3
Tököl	6	0,3007	42,4 ±0,1	28307 ±263,8	413,6 ±2,4	1,5730 ±0,0223	39 ±0,7	448018 ±201479,7	54967 ±189590	929,9 ±2454,3
Tököl	6	0,1173	39,5 ±0,2	27803 ±274,2	143,3 ±8,1	1,4280 ±0,0241	34 ±0,7	38970 ±52192,7	385318 ±50454	026,0 ±186,0
Vékonyeszer	2	0,2723	23,9 ±0,0	5452 ±24,5	163,0 ±3,3	1,4893 ±0,0114	108 ±0,9	484887 ±49082,2	485641 ±48610	1432,0 ±246,3
Vörtesvölgy-kőfejtő	7	0,2370	77,1 ±0,1	82041 ±1536,9	40,4 ±1,5	0,8398 ±0,0238	13 ±0,4	236288 ±25056,5	219864 ±27936	75,1 ±6,9
Vörteskő	2	0,2603	54,3 ±0,1	119917 ±2311,5	337,9 ±3,8	1,2751 ±0,0371	10 ±0,3	243629 ±22789,4	223350 ±29298	635,2 ±53,7

5-12. táblázat U/Th sorozatos kormeghatározások eredményei négy előfordulás mintáinak almintáiból az egyes területekre vonatkozó "isochron" meghatározásához

Előfordulás neve	Minta	Minta	²³⁸ U	²³⁸ U	²³⁵ U	²³⁵ U	²³⁸ U/ ²³⁵ U	²³⁸ U/ ²³⁵ U	²³⁸ U/ ²³⁵ U	Kor	Kor	²³⁸ U/ ²³⁵ U
	száma	súlya [g]	ppb	ppb	méter'	méter'	aktivitás'	ppm'	sem korrigált	korrigált	korrigált	korrigált
Kálvára-terei	1-1	0,0560	44,1 ± 0,1	49553 ± 479,8	202,4 ± 3,6	0,5154 ± 0,0221	8 ± 0,3	54360 ± 3097,0	40671 ± 6569	335,6 ± 7,4		
Kálvára-terei	1-2	0,0618	20,9 ± 0,0	33067 ± 300,4	131,2 ± 3,4	0,9314 ± 0,0380	10 ± 0,4	177547 ± 17524,6	168862 ± 18744	211,3 ± 13,2		
Kálvára-terei	1-3	0,0911	17,9 ± 0,0	30009 ± 233,1	103,1 ± 4,3	1,1879 ± 0,0357	12 ± 0,4	182329 ± 32189,2	310409 ± 49289	464,4 ± 83,9		
Kálvára-terei	1-4	0,0535	20,7 ± 0,1	40991 ± 922,0	78,3 ± 6,5	0,9634 ± 0,0472	5 ± 0,2	228637 ± 38153,1	207155 ± 39817	140,6 ± 21,0		
Nyeki út	1-1	0,0471	50,5 ± 0,1	49761 ± 841,4	98,0 ± 4,3	0,9226 ± 0,0292	11 ± 0,4	194997 ± 16828,4	177790 ± 22845	145,5 ± 12,6		
Nyeki út	1-2	0,0891	39,7 ± 0,1	34421 ± 255,2	108,3 ± 4,7	1,0055 ± 0,0234	20 ± 0,5	235391 ± 18840,1	225759 ± 20066	204,9 ± 15,4		
Nyeki út	1-3	0,0926	53,0 ± 0,1	205874 ± 4498,9	98,1 ± 3,3	0,9393 ± 0,0573	4 ± 0,3	264804 ± 36554,1	140923 ± 106070	133,4 ± 26,4		
Nyeki út	1-4	0,0508	42,4 ± 0,1	41862 ± 378,2	120,2 ± 4,4	0,9642 ± 0,0252	16 ± 0,4	199723 ± 14459,8	188336 ± 17839	204,7 ± 13,0		
								átlagosított átlag	197798 ± 15195			
Sámi, Diósgyörgykőfőút	1-1	0,0725	45,5 ± 0,2	563 ± 9,7	32,0 ± 4,9	1,0159 ± 0,0062	1355 ± 24,4	95910 ± 5426,4	395760 ± 34179	98,0 ± 18,7		
Sámi, Diósgyörgykőfőút	1-2	0,0603	37,6 ± 0,2	268 ± 11,6	51,9 ± 10,3	1,0296 ± 0,0092	2383 ± 104,1	87874 ± 43913,9	357791 ± 43870	142,7 ± 36,9		
Sámi, Diósgyörgykőfőút	1-4	0,0584	56,0 ± 0,1	1840 ± 12,9	52,9 ± 3,2	1,0443 ± 0,0062	524 ± 4,7	398241 ± 27145,2	397867 ± 27055	143,0 ± 17,2		
								átlagosított átlag	396147 ± 19998			
Füzi, Öregutó, Kelet	1-1	0,0676	311,8 ± 0,7	41799 ± 450,5	262,4 ± 1,3	0,2703 ± 0,0050	65 ± 1,2	51480 ± 1271,2	52500 ± 1408	502,1 ± 2,3		
Füzi, Öregutó, Kelet	1-2	0,0563	458,3 ± 1,1	41954 ± 284,3	260,1 ± 1,7	0,2751 ± 0,0060	48 ± 1,2	52451 ± 1516,4		500,2 ± 2,8		
Füzi, Öregutó, Kelet	1-3	0,0923	498,2 ± 0,8	39455 ± 332,5	262,9 ± 1,2	0,2724 ± 0,0038	69 ± 1,1	52062 ± 967,7		503,5 ± 1,9		
Füzi, Öregutó, Kelet	1-4	0,0723	344,2 ± 1,3	106467 ± 1531,5	258,0 ± 2,7	0,2706 ± 0,0063	22 ± 0,6	51101 ± 1598,5		294,9 ± 4,7		

5-13. táblázat/a Az U/Th módszer mérési határánál idősebb (nem mérhető korú) minták a Budai-hegység és a Gerecse területéről.

Eldőrtés neve	Minta	Minta	²³⁰ Th	²³² Th	²³⁵ U	²³⁸ U	²³⁵ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	Kor	Kor	²³⁰ Th _{korlat}	MEGJEGYZÉSEK						
	száma	súlyja [g]	ppt	ppt	ppt	‰	‰	‰	‰	nem korrigált	korrigált ¹⁾	korrigált							
Dunaménis, Római-kőfejtő	22	0,3996	68,7	±0,1	388887	±13562,4	26,3	±1,2	0,8442	±0,0618	3	±0,2	186002	±36760,2	72146	±472556	32,2	±12,4	≥ 600 000 év
Dunaménis, Római-kőfejtő	13	0,2045	240,4	±0,3	864	±8,7	17,7	±2,1	0,2257	±0,0009	1037	±6,9	27361	±142,9	27314	±150	19,1	±2,3	≥ 600 000 év
Dunaménis-alsó-kőfejtő	45	0,2045	182,2	±0,3	864	±8,7	18,4	±2,3	0,2882	±0,0012	1037	±6,9	36246	±207,9	36187	±216	21,3	±2,5	≥ 600 000 év
Dunaménis-alsó-kőfejtő	7	0,2045	656,4	±1,1	864	±8,7	13,3	±1,8	0,8276	±0,0580	3	±0,2	147992	±23405,3	72252	±22,6	±29,4	≥ 600 000 év	
Képtő	1	0,1159	84,4	±0,1	611	±5,6	144,8	±2,0	1,2048	±0,0040	2547	±26,3	686592	±66543	205214	±107,7	±139,7	≥ 600 000 év	
Méltos-hegy	1	0,2587	17,3	±0,0	13259	±85,3	684,1	±4,3	2,1372	±0,0273	46	±0,7							≥ 600 000 év
Mogyorósbánya, Kő-hegy	6	0,18706	40,4	±3,9	43866	±585,2	122,3	±160,9	9,9622	±0,1067	8	±0,4	197397		137756,5739	79713	180,6	±243,6	≥ 600 000 év
Mogyorósbánya, Kő-hegy	5	0,11313	25,7	±0,6	94759	±747,2	431,8	±17,2	1,3152	±0,0933	6	±0,4	210846	±1459,1	126861,3038	108277	621,3	±106,6	≥ 600 000 év
Meg-hegy	1	0,1224	23,0	±16,3	4905	±20,9	624,6	±137,0	1,5465	±1,0968	10	±1,2	230314		219004		1159,9		≥ 600 000 év
Hérménke-árok	1	0,2487	623,2	±1,1	457643	±29777,8	24,6	±1,9	1,1474	±0,0646	21	±1,6			6112131				≥ 600 000 év
Hinderegyi-kőfejtő	1	0,2695	316,9	±0,6	44390	±402,2	33,4	±2,2	1,0358	±0,0149	18	±1,0	898062		997691		136,2		≥ 600 000 év

5-13. táblázat/b Nem mérhető korú (tőriummal szennyezett) minták a Budai-hegység és a Gerecse területéről.

Eldőrtés neve	Minta	Minta	²³⁰ Th	²³² Th	²³⁵ U	²³⁸ U	²³⁵ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	Kor	Kor	²³⁰ Th _{korlat}	MEGJEGYZÉSEK						
	száma	súlyja [g]	ppt	ppt	ppt	‰	‰	‰	‰	nem korrigált	korrigált ¹⁾	korrigált							
Juh-állás	4	0,2055	167,5	±0,3	114847	±2207,5	106,2	±10,0	0,4259	±0,0115	10	±0,3	52617	±1809,3	84210	±8924	120,3	±3,7	szennyezett
Szigádó	1	0,2260	19,8	±0,0	10304	±98,8	594,7	±4,0	2,3100	±0,0474	15	±0,4							≥ 600 000 év (7)
Bimbó u.	1	0,0540	95,3	±0,1	127731	±2535,6	129,2	±2,2	1,1731	±0,0336	14	±0,5	535515		523651		567,3		szennyezett
Dereki u.	1	0,0631	155,5	±0,2	128053	±3158,6	25,0	±1,8	1,0165	±0,0285	19	±0,7	442042		439601		84,5		szennyezett
Hálászabánya, Hétfő-szálló	4	0,2068	379,7	±1,1	149746	±4793,6	281,7	±2,8	1,4483	±0,0487	93	±4,3							szennyezett
Kondor u.	4	0,0455	38,1	±0,1	129713	±16083,7	324,5	±3,5	1,3979	±0,0956	3	±0,2	383062		111173		781,9	±643,8	szennyezett
Nap-hegy	2	0,2121	92,7	±0,1	137080	±3596,8	331,5	±3,7	1,4528	±0,0495	16	±0,7	518157		509755		1410,3		szennyezett
Hörökvesz-dejő	3	0,2415	211,5	±0,3	2265	±89,1	35,6	±1,9	1,0592	±0,0092	292	±3,2	7341427		6877875				≥ 600 000 év (7)
Hörökvesz-dejő	3	0,1094	243,7	±0,4	14127	±106,0	35,3	±2,0	1,0538	±0,0093	300	±3,4	5587751		5764238				≥ 600 000 év (7)
Vár-hegy	1/3	0,2100	279,2	±0,4	29104	±264,2	21,0	±1,8	1,0420	±0,0108	165	±2,3	7341427						szennyezett (7)
Vár-hegy	1/3	0,1015	270,0	±0,4	25148	±221,0	23,2	±2,0	1,0367	±0,0105	184	±2,5	6126874		6409337				szennyezett (7)

Milio év	Lývelli bárgyban	Szárazföldi kronológia		Geomorfológiai szintek és teraszok			Medence- üledékek	Tektonika	Előfordulás								
		Emelet	Allemelet, szint	Travertínó	Teraszok	Hegylábi szintek											
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13	NEGYEDDŐSZÁK	Pilisium	Szántórium	DM 0/0	4. travertínó	IV.terasz	Szárazföldi üledékek	Bakui (200-300 m emelkedés)	Bazalttufák Magyargencs								
			Sólymtórium							5a. travertínó	Va.terasz						
		Biharium	Lipócsó	DM 0/0	5. travertínó	V.terasz				Alacsonyabb hegy- láb-szint	fluvio- lákusztris homok összetel	Bazaltkitörés					
			Écsó										6. travertínó	VI.terasz			
		Villányium	Terengócska	DM 0/0	6. travertínó	7. travertínó				Magasabb hegy- láb-szint			A fő pedimentáció kezdete	Bazalttufa új-román			
			Nagyterengócska												7. travertínó	VII.terasz	
		Csömötórium	Módszerecska	NM 15	8. travertínó	8. travertínó				VIII.terasz				A folyórendszer kiakadulása	Román		
			Boska													9. travertínó	Idős kavics- takaró
		Kislángium	NM 17	9. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz				Szárazföldi üledékek					Rodáni		
																Beremendium	10a. travertínó
		Cseregyeium	NM 15	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz										felső-pannon homok, szag- agyag csoport	Bazaltkitörés
		Rusciniium	NM 14	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz											alsó-pannon márga-összetel, öntölési- és lúvehomok,
Bérbaltavárium	11. travertínó						Delta kavics										
Hatvaniium	NM 13	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz	bázis-kavics- összetel	Bazaltkitörés											
							Sümegeium	11. travertínó	Delta kavics								
Baltaváriium	NM 12	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz		bázis-kavics- összetel	Bazaltkitörés										
								Csákváriium	11. travertínó		Delta kavics						
Eppelsheimium	NM 10	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz			bázis-kavics- összetel	Attikai									
									Rhenohassium		11. travertínó	Delta kavics					
Bodvaiium	NM 9	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz				bázis-kavics- összetel	Attikai								
										Monaciium	11. travertínó	Delta kavics					
Eppelsheimium	NM 9	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz					bázis-kavics- összetel	Attikai							
											Bodvaiium	11. travertínó	Delta kavics				
Eppelsheimium	NM 8	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz						bázis-kavics- összetel	Attikai						
												Monaciium	11. travertínó	Delta kavics			
Eppelsheimium	NM 7	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz							bázis-kavics- összetel	Attikai					
					Monaciium								11. travertínó	Delta kavics			
Eppelsheimium	NM 6	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz	bázis-kavics- összetel							Attikai					
						Monaciium							11. travertínó	Delta kavics			
Eppelsheimium	NM 5	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz		bázis-kavics- összetel						Attikai					
							Monaciium						11. travertínó	Delta kavics			
Eppelsheimium	NM 4	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz			bázis-kavics- összetel					Attikai					
								Monaciium					11. travertínó	Delta kavics			
Eppelsheimium	NM 3	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz				bázis-kavics- összetel				Attikai					
									Monaciium				11. travertínó	Delta kavics			
Eppelsheimium	NM 2	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz					bázis-kavics- összetel			Attikai					
										Monaciium			11. travertínó	Delta kavics			
Eppelsheimium	NM 1	10. travertínó	10. travertínó	Abrázios terasz						bázis-kavics- összetel		Attikai					
											Monaciium		11. travertínó	Delta kavics			

6.3-1. táblázat. Újhármad- és negyedidőszaki biosztratigráfiai és geomorfológiai szintek korrelációja Magyarországon (módosítva Kretzoi és Pécsi in Scheuer és Schweitzer 1984c alapján).

6.4-1. táblázat

Az U/Th koradatokból és települési magasságból számolt kiemelkedési ráták a Budai-hegységben.
A ráta + és ráta - értékek a kormeghatározás hibáiból adódó szélsőértékek.

Sorszám	Előfordulás	Kor	±	h (m tszf)	Ráta (mm/év)	ráta +	ráta -
1	Gellért-hegy, Ifjúsági park	253157	43689	220	0,47	0,40	0,57
2	Gellért-hegy, Számadó u. 7.	182950	48911	195	0,52	0,41	0,71
3	Máriaremete	402018	18352	275	0,44	0,42	0,46
4	Hüvösvölgy, Nyéki u.	198929	22027	240	0,70	0,63	0,79
5	Hüvösvölgy, Kondor u.	264498	143858	200	0,38	0,24	0,83
6	Barsi u.	355935	24047	174	0,21	0,20	0,22
7	Bimbó u.	366562	122258	193	0,25	0,19	0,38
8	Szőlészeti Kutatóintézet	346387	78858	170	0,20	0,16	0,26
9	Buda-vár.hegy III	423948	110766	160	0,14	0,11	0,19
10	Halászbástya, Hilton-szálló	450131	102032	150	0,11	0,09	0,14
11	Űröm-hegy felső	397926	43165	192	0,23	0,21	0,26
12	Budakalász, legelső minta	273913	34557	230	0,47	0,42	0,54
13	Budakalász, legfelső minta	568273	97438	215	0,20	0,17	0,24
14	Kálvária-tető-1. minta	310409	49289	211	0,36	0,31	0,43
15	Kalvaria-tető- 25. minta	348784	57205	205	0,30	0,26	0,36
16	Kálvária-tető-1. minta	411307	53051	211	0,27	0,24	0,31
17	Ezüst-hegy felső	225048	28686	186	0,38	0,34	0,44
18	Felső-hegy	379873	44448	238	0,36	0,33	0,41
19	Apostol u.	347297	64197	169	0,20	0,17	0,24
20	KisCELLÉ-fennsík	188735	133707	137	0,20	0,14	0,82
21	Farkastorki út	238165	39504	154	0,23	0,19	0,27
22	Bécsi út (Shell benzinkút)	246004	20947	120	0,22	0,20	0,24

6.4-2. táblázat

Az U/Th koradatokból és települési magasságból számolt kiemelkedési ráták a Gerecseben

Sorszám	Előfordulás	Kor	±	h (m tszf)	Ráta (mm/év)	ráta +	ráta -
1	Les-hegy-alsó, 24.minta	407536	73110	235	0,32	0,27	0,39
2	Les-hegy-alsó, 1. minta	272954	73143	230	0,45	0,36	0,62
3	Les-hegy-felső, 2. minta	375565	54998	241	0,36	0,31	0,42
4	Mária-Magdolna puszta	283502	19287	154	0,17	0,16	0,18
5	Tata, Öreg-tó Kelet	51621	1567	120	0,27	0,26	0,28
6	Vértesszőlős-középső	219864	27936	144	0,17	0,15	0,20
7	Dunaalmás-alsó	214156	30040	191	0,40	0,35	0,46
8	Vöröskő	223350	29298	224	0,53	0,47	0,61
9	Réz-hegy	466411	82763	228	0,26	0,22	0,32
10	Öreg-hegyek	391439	53104	236	0,33	0,29	0,38
11	Alsóvadács, Csonkás-hát	436236	73918	329	0,51	0,44	0,62
12	Vékonycser	485641	48610	238	0,27	0,25	0,30
13	Süttö, Új-Haraszti	296346	22077	235	0,44	0,41	0,47
14	Süttö, Diósvölgyi	412354	19460	237	0,32	0,30	0,33
15	Sutto-Diósvölgyi-1-2	357791	43878	237	0,37	0,33	0,42
16	Sutto-Diósvölgyi-1-1	395760	34179	237	0,33	0,30	0,36
17	Sutto-Diósvölgyi-1-4	397867	27055	237	0,33	0,31	0,35
18	Süttö-Diósvölgyi-1	422285	21323	237	0,31	0,30	0,33
19	Süttö-Hegyháti	272731	64791	220	0,42	0,34	0,55
20	Kiskő-Hegyeskő	230722	8373	219	0,49	0,47	0,51
21	Tokod	385318	50454	185	0,21	0,18	0,24