

Hidrogeológiai célú geofizikai térképezés egy tihanyi maar-tó környezetében

TÓTH ÁDÁM^{1,*}, HAVRIL TÍMEA², MÁDLNÉ SZÓNYI JUDIT², MÜLLER IMRE²

¹ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

*E-mail: adam.geophysics@gmail.com

A Tihanyi-félsziget tavai a térségben 7,96 millió éve (Sacchi, Horváth 2002) lezajlott freatomagmás vulkanizmus során kialakult maar-szerkezetekben foglalnak helyet. Felszín alatti vizekkel való kapcsolataikat korábban nem vizsgálták. E kapcsolatok megértését célzó kutatás keretén belül a hidrogeológiai vizsgálatok mellett rádió-magnetotellurikus (RMT) méréseket végeztünk a felszín közeli képződmények fajlagos elektromos ellenállásának és geometriájának meghatározására. A kapott fajlagosellenállás-értékeket figyelembe véve a kráterperemet alkotó bazaltos képződmények, a diatrémaszerkezetet kitöltő pirokklasztitok és a maar-tavi üledékek elkülöníthetővé váltak. A kapott ellenállásértékeket hidraulikus vezetőképesség-értékké konvertáltuk. Az eredmények hozzájárultak a terület hidrosztratigráfiai viszonyainak tisztázásához, továbbá a félsziget tavai és felszín alatti vizei közötti kapcsolat megértéséhez, valamint akár egyéb maar-területeken is használhatók analógiaként.

Tóth, Á., Havril, T., Mádl-Szónyi, J., Müller, I.: Geophysical measurements to understand the hydrogeology of the maar-lake setting of the Tihany Peninsula, Hungary

The lakes of the Tihany Peninsula are located in maar structures which were formed by the phreatomagmatic volcanism of the region dating 7.96 Ma B.P. (Sacchi, Horváth 2002). Interaction between groundwater and the lakes has not previously been examined. In order to understand the complex hydrogeology of the Tihany Peninsula, geophysical radio-magnetotelluric (RMT) measurements were carried out to determine the electrical resistivity and geometry of shallow formations, and were coupled with hydrogeological observations. Maar lake sediments, maar structure filling pyroclastic deposits and tephra ring formations were able to be distinguished according to the resulting resistivity values. Electrical resistivity values were converted to hydraulic conductivity for each formation. The results of the study improved to clarify the hydrostratigraphic conditions of the area and hydrologic knowledge of the peninsula, and could also be applied to other maar regions.

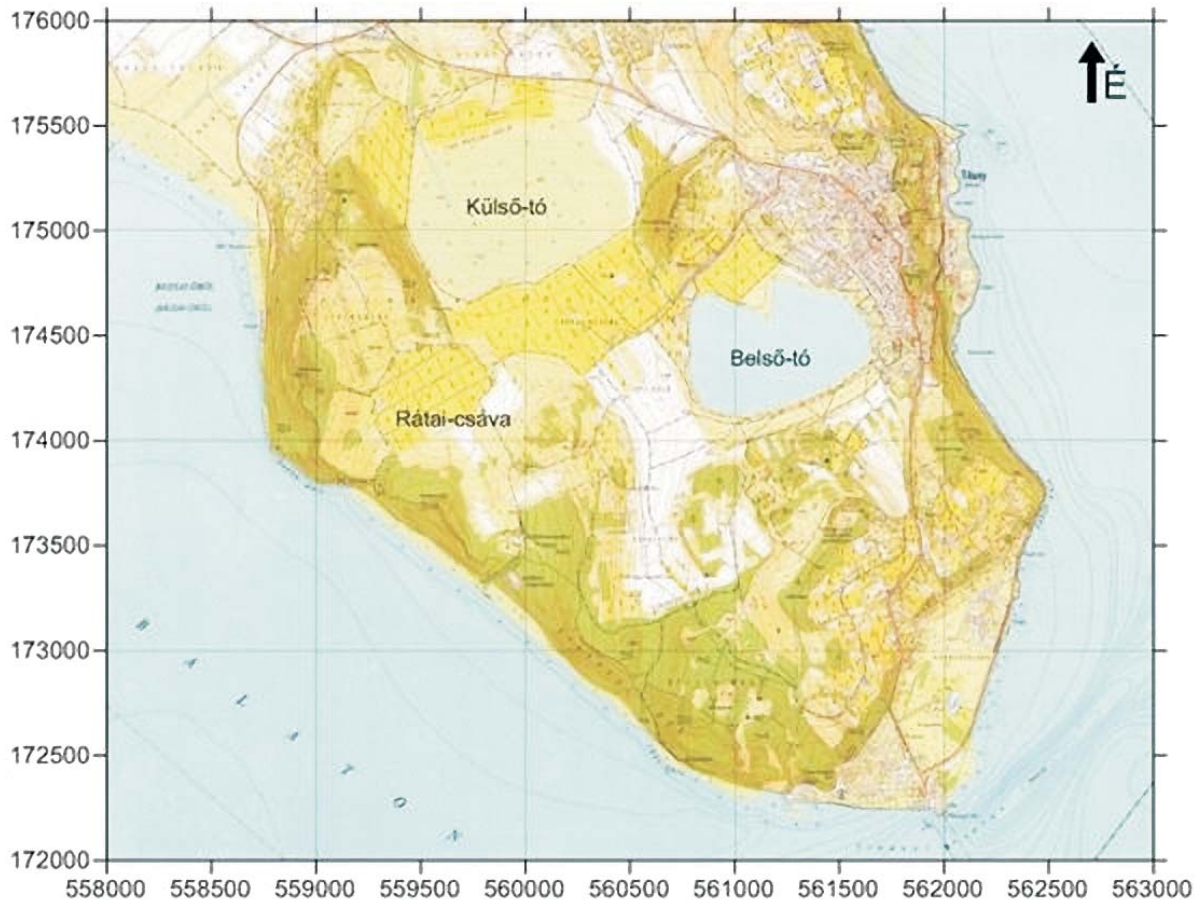
Beérkezett: 2012. május 9.; *elfogadva:* 2012. augusztus 11.

1. Bevezetés, földtani környezet

Az ELTE Hidrogeológia és Geotermia Munkacsoportjában 2010-ben indult el a Tihanyi-félsziget komplex hidrogeológiájának vizsgálatára irányuló kutatás, melynek célja a félsziget tavainak – a Külső-tó, a Belső-tó, valamint az időszakosan vízzel borított Rátai-csáva – felszín alatti vizekkel való kapcsolatának megértése (1. ábra). A félsziget hidrogeológiáját, a tavak és a felszín alatti vizek kölcsönhatását korábbi szerzők nem vizsgálták. Ennek meghatározásához a hidrogeológiai vizsgálatok mellett felszíni geofizikai méréseket végeztünk. Rádió-magnetotellurikus (RMT) műszer segítségével térképeztük a felszín közeli elektromosan vezető képződmények helyzetét és fajlagos elektromos ellenállását. Vizsgálataink során elsősorban az időszakosan vízzel borított depresszióban található Rátai-csáva felszín közeli földtani felépítésének jobb megértésére összpontosítottunk.

Ezzel hozzá kívántunk járulni a Rátai-csáva időszakos jellegének, illetve a félsziget maar-tavaival való kapcsolatának megértéséhez. A félszigeten végzett számos korábbi geofizikai vizsgálat után jelen kutatásunk újszerűségét a maar-területen végzett hidrogeológiai célú rádió-magnetotellurikus térképezés adja.

A Tihanyi-félsziget földtani szempontból a Balaton-felvidék délkeleti előteréhez tartozik, a Bakony–Balaton-felvidék Vulkáni Terület része. A félszigeten 7,96 millió évvel ezelőtt lezajlott vulkáni tevékenység (Sacchi, Horváth 2002) a régió alkálilbazalt vulkanizmusának első megnyilvánulása volt. A freatomagmás kitörések során a felfelé áramló forró magma vízzel, illetve vízzel telt üledékkel keveredve heves vulkáni robbanásokat eredményezett. Az így létrejött felszínbe vájt, sekély felépítményt maarnak, a hidrovulkáni fragmentáció és kürtőfalbeomlás által a maar alatt keletkező mély, paleozóos képződményekig érő, tölcser alakú



1. ábra | A Tihanyi-félsziget domborzata és vizei (EOV 43-412 [1983]: Tihany térképlap [1:10000], MÉM Földügyi és Térképészeti Hivatal)

Figure 1 | The topography and hydrography of the Tihany Peninsula (EOV 43-412 [1983]: Map sheet, Tihany [1:10000]. DAF Department of Land Administration and Geoinformation)

szerkezetet pedig diatrémának nevezzük (Lorenz 2003). A folyamat hatására a félszigeten három fő maar-szerkezet alakult ki: egy keleti, egy nyugati, és egy középső (Németh, Martin 1999a) (2. ábra). Martin és Németh (2004) besorolása alapján a tihanyi felépítmény a fedett maar-komplexumok közé tartozik, azaz a freatomagmás kitörések során a maarok és a tufagyűrűk körül torlóár, valamint a piroklasztiszórások üledékei halmozódtak fel. Varrók már 1957-es beszámolójában is megjegyezte, hogy a félsziget tavai az előbb említett maarok maradványaiban helyezkednek el.

A Külső-, és Belső-tóval ellentétben a Rátai-csáva – amely valószínűleg a középső maar parazitakürtője lehetett (Láng, Fodor 1970) – nem rendelkezik állandó vízborítással, így ezt a területet választottuk az RMT mérések helyszínül. Itt a teljes meder térképezhető felszíni geofizikai módszerekkel, ami megkönnyíti a maar-szerkezetből adódó struktúra vizsgálatát.

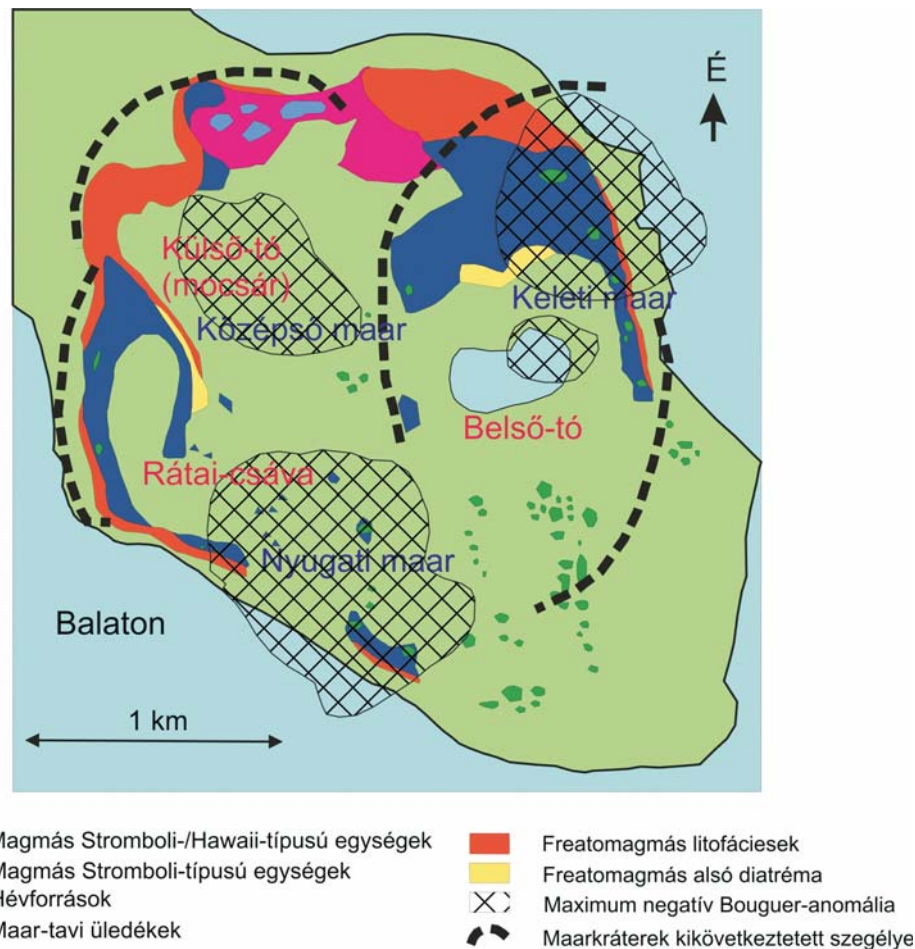
2. Kutatási előzmények

A Tihanyi-félsziget a korábbi hidrogeológiai kutatások szégyenessége ellenére sokrétűen vizsgált terület. A kutatások

elsősorban a lezajlott vulkanizmus hatásait (Németh, Martin 1999a, Németh et al. 1999, 2001, Martin, Németh 2004, Balogh, Németh 2005), a félsziget sajátos növény- és állatvilágát (Hably 1992a, Halaváts 1911, Krolopp 1961), valamint a térség neotektonikáját (Bada et al. 2010, Horváth et al. 2010) – ez a Balaton kialakulásának megértéséhez is nagy segítséget jelenthet – helyezték előtérbe. Ugyanakkor a térség természeti védettsége is igényli a sokrétű háttérkutatást.

2.1. A Tihanyban végzett archív geofizikai mérések

A félszigeten működő Tihanyi Földmágneses Observatóriumnak (MFGI) köszönhetően 1954. óta folyamatosak a geofizikai mérések és megfigyelések. Az 1950-ben kezdődött abszolút földmágneses és a későbbi graviméteres mérések eredményeit Benderné et al. (1966) foglalták össze. A Külső-tó területén számottevő mágneses anomáliát figyeltek meg, míg ugyanezen a területen a Bouguer-anomália-térképen egy kisebb minimum jelentkezett. Ezen eltérésekből arra következtettek, hogy a tó alatt egy besüllyedt vulkáni kürtő helyezkedik el. Az anomália nagysága arra utal,



2. ábra A vulkanikus tevékenység nyomai a Tihanyi-félszigeten (Tóth Á. 2011, Németh et al. 2001 nyomán)
Figure 2 The manifestations of the volcanic activity on the Tihany Peninsula (Tóth Á. 2011, after Németh et al. 2001)

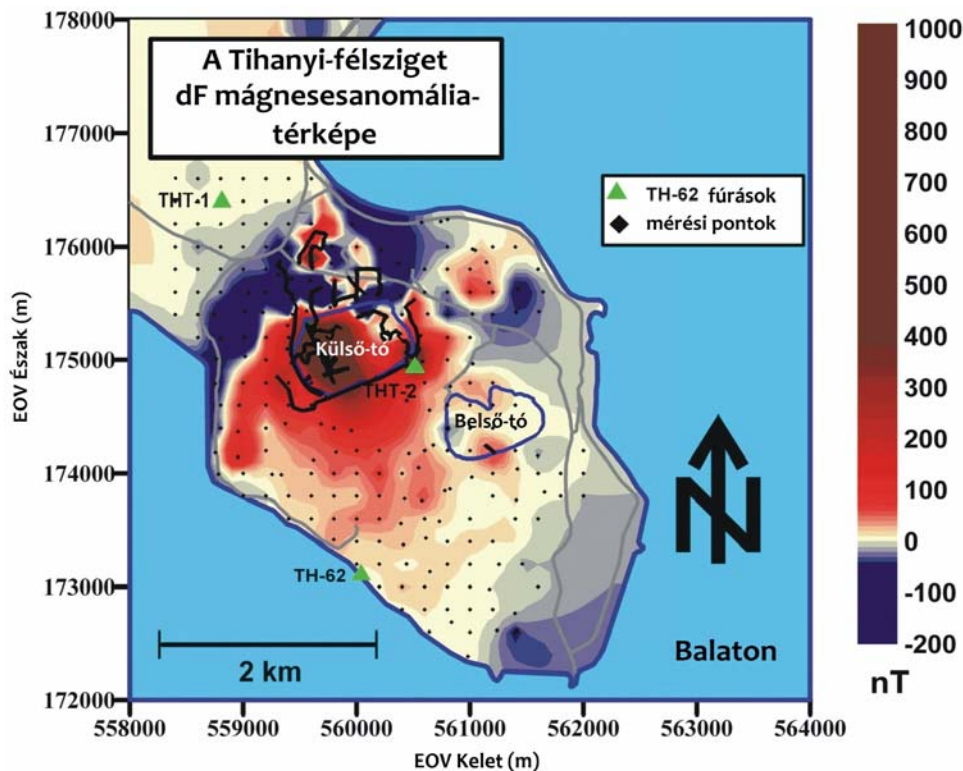
hogy a kürtőt nem bazalttufa, hanem bazalt tölti ki. A Belső-tó területének Bouguer-anomáliatérképén minimum mutatkozott, azonban a térség mágneses szempontból csaknem anomáliamentesnek tekinthető, vagyis a tó medencéje nem egy besüllyedt kráter, hanem a Balatonhoz hasonlóan törésvonal mentén keletkezett.

Lipovics et al. (2004) kutatásaik során földmágneses vizsgálatokat végeztek nagy pontosságú Overhauser-magnetométerrel, majd az anomáliákat mutató területeken a kőzetek mágneses szuszceptibilitását mérték. Vizsgálataik célja a kitérés centrumok lokalizálása, illetve a vulkáni testek feltérképezése volt. A Külső-tó nyugati oldalán egy 1000 nT nagyságú, körülbelül 2 km² területet lefedő pozitív anomáliát mutattak ki, ettől északra pedig egy kisebb negatív is megfigyelhető. Ez utóbbi anomália bazaltos anyagot reprezentál, normál mágnesezettségű testre utal. A bazaltos anyag értelmezése szerint a vulkáni kürtőt, vagy a maar gyökérszónáját képviseli. Másik két kisebb, fordított mágnesezettségű centrumot is kimutattak a félsziget északi részén. Ezek csupán néhány száz méter átmérőjűek, az általuk okozott anomália 300 nT. Eredetük egyelőre nem tisztázott. A déli területeken nem tapasztaltak eltérést a mágneses térben, ami azzal magyarázható, hogy nincs a mélyben vulkáni

kőzet (3. ábra). Az ELGI által készített gravitációs mérések adatait felhasználva megállapították, hogy a gravitációs tér északnyugatról délkelet felé haladva regionálisan csökkenő értékeket mutat. A Külső-tó területén egy lokális minimum található 1–2 mgal eltéréssel. A minimumok északkelet-délnyugat irányú trendje egybeesik a térségben húzódó szerkezeti vonalakkal (4. ábra).

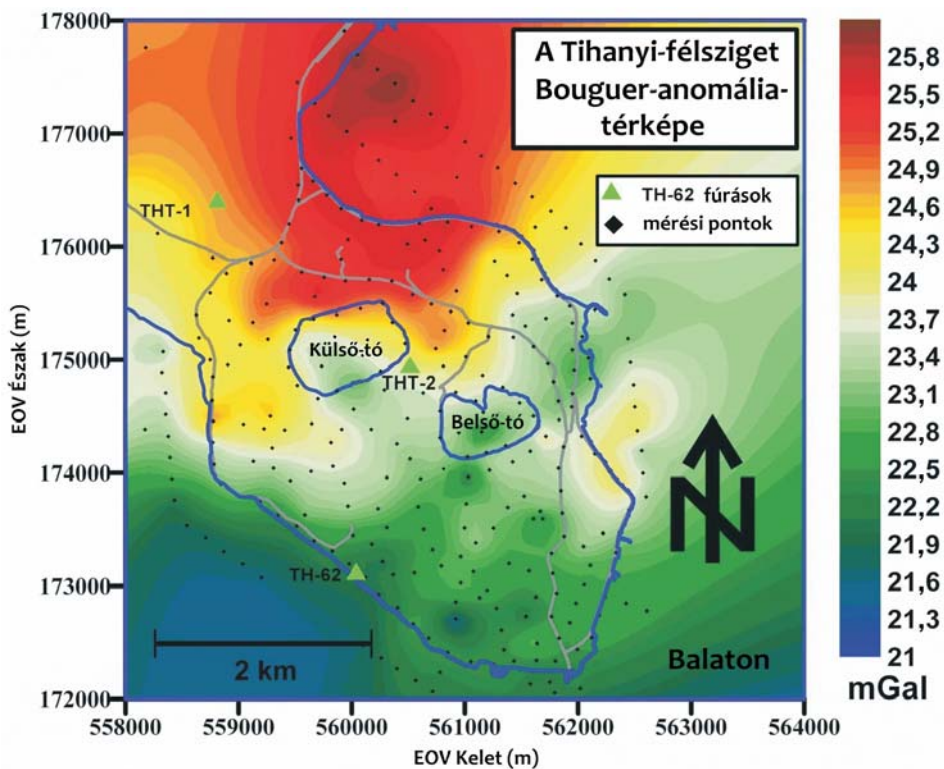
2.2. Összehasonlító tesztvizsgálatok különböző módszerekkel

A szakirodalomban a maar-szerkezeteket elektromos, szeizmikus, mágneses és gravitációs módszerekkel vizsgálták (Cassidy et al. 2007, Gebhardt et al. 2011, Skácelová et al. 2010). Emellett a felszín alatti vizek kutatásának legfontosabb eszközei az elektromos és elektromágneses módszerek, de gyakran alkalmazzák azokat a sekély szerkezetek térképezésére is (Nobes 1996). Mivel a vizsgált területen már történtek mágneses és gravitációs mérések, így kutatásunk során a többi mérési módszert helyeztük előtérbe. Számos tanulmány megmutatta a refrakciós szeizmika (Butler 2005, Rubin, Hubbard 2005), a vertikális elektromos szon-



3. ábra | A Tihanyi-félsziget mágneses totáltér-anomáliatérképe (Lipovics et al. 2004 nyomán)

Figure 3 | Total field magnetic anomaly map of the Tihany Peninsula (after Lipovics et al. 2004)



4. ábra | A Tihanyi-félsziget Bouguer-anomáliatérképe (Lipovics et al. 2004 nyomán)

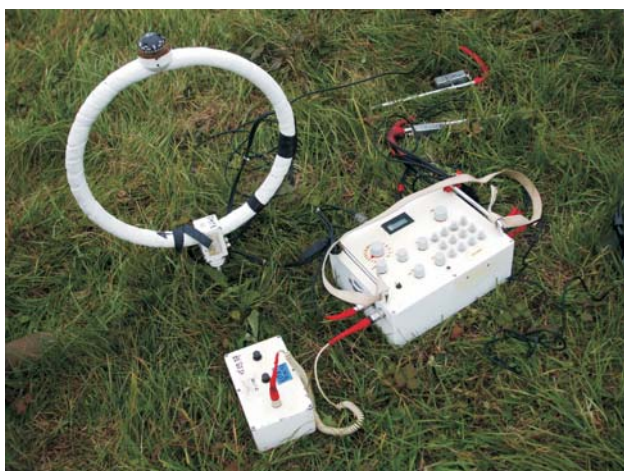
Figure 4 | Bouguer anomaly map of the Tihany Peninsula (after Lipovics et al. 2004)

dázás (Asfahani, Radwan 2007, Okoro et al. 2010), valamint a rádió-magnetotellurika (Pedersen et al. 2005, Tezkan et al. 2005) hidrogeológiai célú alkalmazhatóságát. Ennek megfelelően a felszín alatti inhomogenitások hidrogeológiai célú térképezése érdekében a Tihanyi-félszigeten, a Belső-tó nyugati partján, ugyanazon szelvény mentén e három geofizikai módszert (RMT, VESZ, refrakciós szeizmika) teszteltük.

A refrakciós szeizmika által meghatározott sebességek nem bizonyultak jellemzőnek a modellezett képződményekre. Ennek oka lehet, hogy e módszer a kis dőlésű, a fedőhöz képest nagyobb sebességű felületek leképezésében eredményes. A geoelektromos módszerekkel (VESZ és RMT) végzett tesztvizsgálatok eredményei jó egyezést mutattak. A VESZ mérés során egy mérőszorozattal a terítésen belül csupán egy pontra kapunk információt, feltételezve a modellezett rétegek közötti homogenitását. Az RMT módszerrel idő- és költséghatékonyan szerezhetünk a mérési pont környezetére jellemző információt, közel azonos behatolási mélység mellett. Figyelembe véve a fenti tapasztalatokat az inhomogén közeg gyors térképezésére a rádió-magnetotellurikus módszer bizonyult a legalkalmasabbnak és legmegbízhatóbbnak. Mivel a behatolási mélység viszonylag sekély (litológiától és mérési frekvenciától függően ~10–30 m), ezért a mért ellenállás adatok könnyen korrelálhatók sekélyfúrásokból, illetve szivattyúpróbákból kapott hidraulikus vezetőképesség-értékekkel (Linde, Pedersen 2004). A vizsgált terület domborzati jellege folytán tipikusan 3D-s, azonban az RMT mérés sűrű állomásközei és kisebb elektromos terítési távolságai lehetővé teszik a lokálisan 1D-s közelítést, ami szintén az RMT módszer alkalmazását indokolta.

3. Rádió-magnetotellurikus vizsgálatok

Magyarországon a rádió-magnetotellurikus módszer fejlesztése radiokip eljárás néven Takács Ernő nevéhez köthető



5. ábra | RMT műszer (fotó: Tóth Á.)

Figure 5 | RMT device (photo: Tóth Á.)

(Takács 1971). Az általunk használt skalár RMT műszer (5. ábra) megtervezése és kivitelezése az 1980-as években kezdődött meg a svájci Centre d'Hydrogéologie et de Géothermie Neuchâtel (CHYN) központban, és mára a hidrogeológusok egyik gyakran használt geofizikai eszköze lett. Segítségével meghatározható az elektromosan vezető közegek rétegsorban elfoglalt helyzete, illetve mérhető a rétegek, közetek fajlagos ellenállása. A mérés három különböző frekvencián történik. A rádióhullámok eltérő behatolási mélységeinek köszönhetően három különböző mélységtartományból kapunk információt (Turberg 1994).

3.1. Módszer

Az RMT az elektromágneses indukciós módszerek közé tartozik. A felszínen haladó elektromágneses hullám hatására örvényáramok indukálódnak a felszín közeli rétegekben, létrejön egy másodlagos elektromágneses tér. A vevő az elsődleges (primer) és a gerjesztett (szekunder) tér eredőjét méri (Takács 1971). Mivel a primer mező ismert, a fáziskülönbséget (φ [°]) mérjük, így a szekunder tér is meghatározható. A kettő segítségével pedig információkat kapunk a felszín alatti közeg tulajdonságairól.

Az RMT lényegében a VLF-R (*very low frequency – resistivity*) alacsonyfrekvenciás ellenállásmérő műszer továbbfejlesztett verziója. Működési alapelvek megegyeznek, azonban míg a VLF-R a 10–30 kHz-es frekvenciatartomány jeleit használja, addig az RMT egészen 240 kHz-ig alkalmazható. Az alacsonyfrekvenciájú jeleket távoli katonai, navigációs és óraállító rádióadók szolgáltadják (Oskooi, Pedersen 2005). A direkt és a felszínen reflektált hullámok a fáziskülönbség miatt kioltják egymást, a litoszféra behatoló hamar elvesztik energiájukat, gyorsan lecsengenek, nem tudnak eljutni az észlelőig. Így a mérés során csak az ionoszféráról visszavert jelek hasznosíthatók, mivel ezek nagy távolságban is foghatók, és terjedésük során síkhullámként írhatók le (Zacher et al. 1996). A mérés során a rádiótartományban megfelelő frekvenciákon (10–240 kHz) egyszerre érzékeljük és mérjük az elektromos tér egyik komponensét és az erre merőleges mágneses komponensét ($E_x - H_y$ vagy $E_y - H_x$) (Tezkan 2009). A behatolási mélység (vagy effektív mélység) a jel frekvenciájától függ: az alacsonyabb frekvenciájú jelek mélyebbre hatolnak be. Az eljárás effektív mélysége az alábbi formulából adható meg:

$$\delta = 503,3 \cdot \sqrt{\rho_a / f},$$

ahol δ [m] a behatolási mélység, ρ_a [Ω m] a látszólagos fajlagos elektromos ellenállás, f [Hz] a jel frekvenciája (Turberg 1994). A módszer alkalmazása során a mágneses térkomponens az adó irányára merőleges állású, vízszintes tengelyű tekercsel, az elektromos mező térkomponensét pedig az adó irányában földbe szúrt két, egymástól 5 méter távolságban lévő, elektróda közti potenciálkülönbséggel határozzuk meg. A műszer a térkomponensek alapján számolja ki a látszólagos fajlagos elektromos ellenállást és a két tér közötti fáziseltolást (Stiefelhagen, Müller 1997).

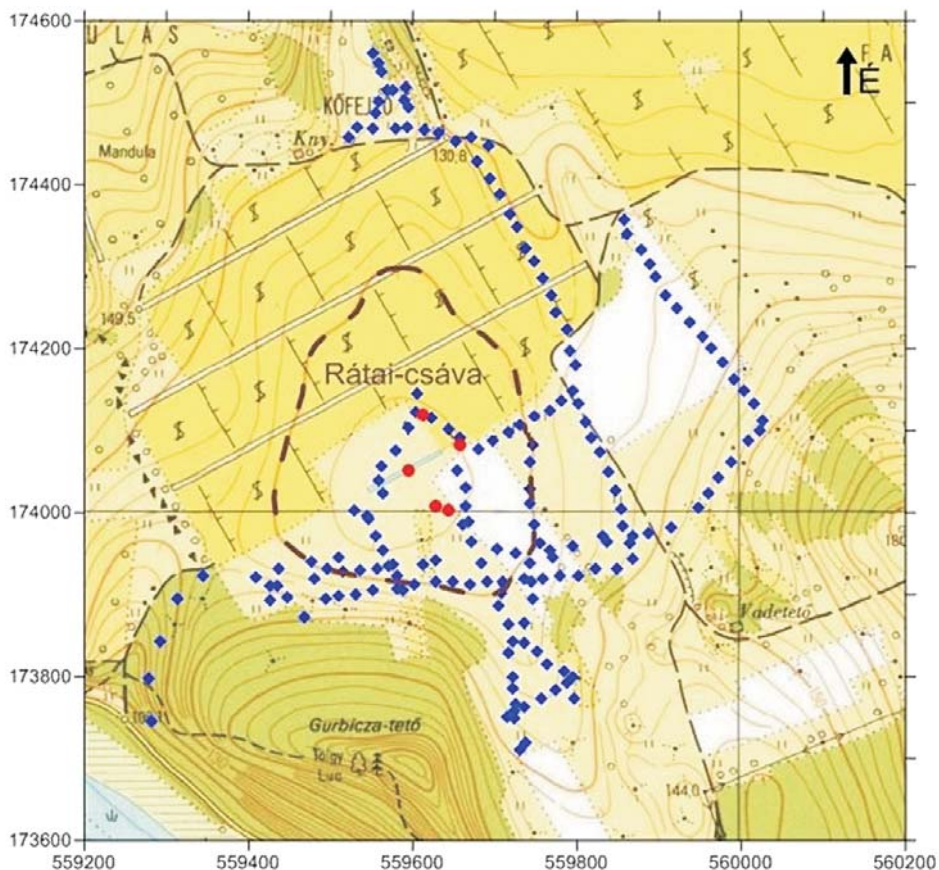
Az elektromágneses tér érzékelése akusztikus módon történik: az indukciós tekercset ($\varnothing = 0,4 \text{ m}$) egy erősítőn át fülhallgatóra kötve detektáljuk a jeleket. A mérések során a jelminimumot keressük, szerencsés esetben a jelek akár teljesen ki is oltódhatnak, ekkor olvassuk le a látszólagos fajlagosellenállás- és fáziskülönbség-értékeket.

A módszer előnye, hogy a mérés során a helyszínen gyors kvalitatív értelmezést adhatunk. Ha a mért fázis 45° , akkor az adott pontban egyetlen réteg található a behatolási mélységig (homogén, izotróp féltér). Egydimenziós, kétréteges esetben a látszólagos fajlagos ellenállás növekedéséhez fáziscsökkenés társul. Tehát az említett feltételek mellett a fázis azt mutatja meg, hogy a behatolási mélység alatt a fajlagos ellenállás növekszik (a fázis értéke kisebb 45° -nál), csökken (a fázis értéke nagyobb 45° -nál) vagy változatlan (a fázis értéke 45°).

A látszólagos fajlagosellenállás-értékekből a FITVLF2 nevű program segítségével inverziós eljárással meg tudjuk adni a képződmények fajlagos ellenállását, valamint a rétegek vastagságát. A szoftvert Thierrin (1988, nem publikált) fejlesztette ki a Fischer et al. (1981) által bemutatott egydimenziós inverziós sémát alapul véve. A felszínről lefelé

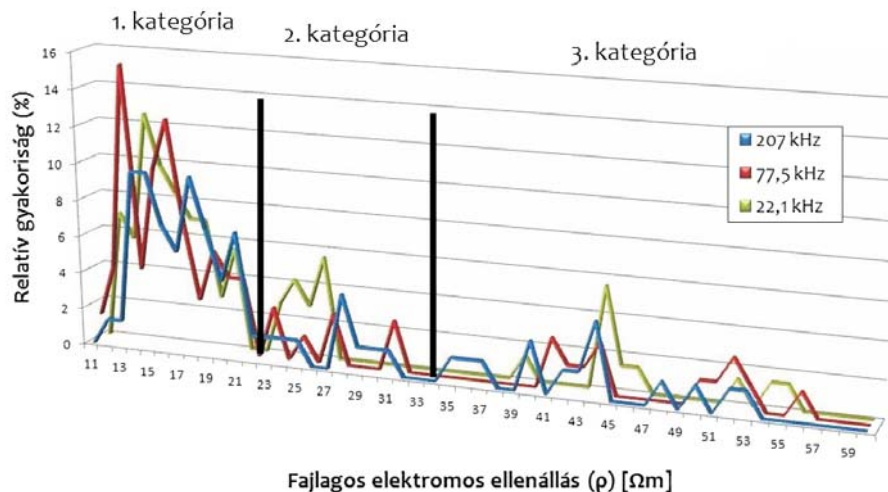
haladva az impedancia és a behatolási mélység definícióját felhasználva lépésről lépésre adja meg a rétegek fajlagos ellenállását és vastagságát (a felszíni fajlagos ellenállást ismertnek tekintve). A módszer alapelve, hogy adott T idő alatt a felszíni impedancia, $Z(T)$ csak attól a szerkezettől függ, amely a felett a H mélység felett van, ameddig az elektromágneses hullám lehatolt. Beépített kritérium akadályozza meg, hogy túl sok réteget iktasson be az inverzió során. Zaj hozzáadásával a fő szerkezetek továbbra is jól megjelennek az eredményekben. Nagyon kicsi (10%) hibával old fel olyan 2–3 réteges szerkezeteket, ahol az ellenállás-kontraszt megfelelő, 3–4-szeres (például $100 \Omega\text{m}$ -es homok egy $20 \Omega\text{m}$ -es agyagon).

Miután a program segítségével meghatároztuk a fajlagos ellenállásokat, az eredményeket a rendelkezésre álló apriori kőzetinformációkkal kell összevetnünk. Ez a megfeleltetés nem mindig egyértelmű, előfordul, hogy a mért értékek egyik kategóriába se vagy többbe is besorolhatók. Ilyen esetben egymáshoz viszonyítva, a kőzetekről, illetve a rétegsorról rendelkezésre álló földtani ismeret alapján próbáljuk megfeleltetni a fajlagos ellenállásokat az egyes képződményeknek.



6. ábra Az RMT mérési pontok helye a Rátai-csávában (kék pontok). A piros pontok a területen létesített sekély fúrások helyeit jelzik. A barna szaggatott vonal a Rátai-csáva kontúrját jelöli (EOV 43-412 [1983]: Tihany térképlap [1:10000]. MÉM Földügyi és Térképészeti Hivatal)

Figure 6 The RMT measurement points in setting of Rátai-csáva (blue dots). Red dots indicate the shallow boreholes. Contour of Rátai-csáva is marked with brown dashed line. (EOV 43-412 [1983] Map sheet, Tihany [1:10000]. DAF Department of Land Administration and Geoinformation)

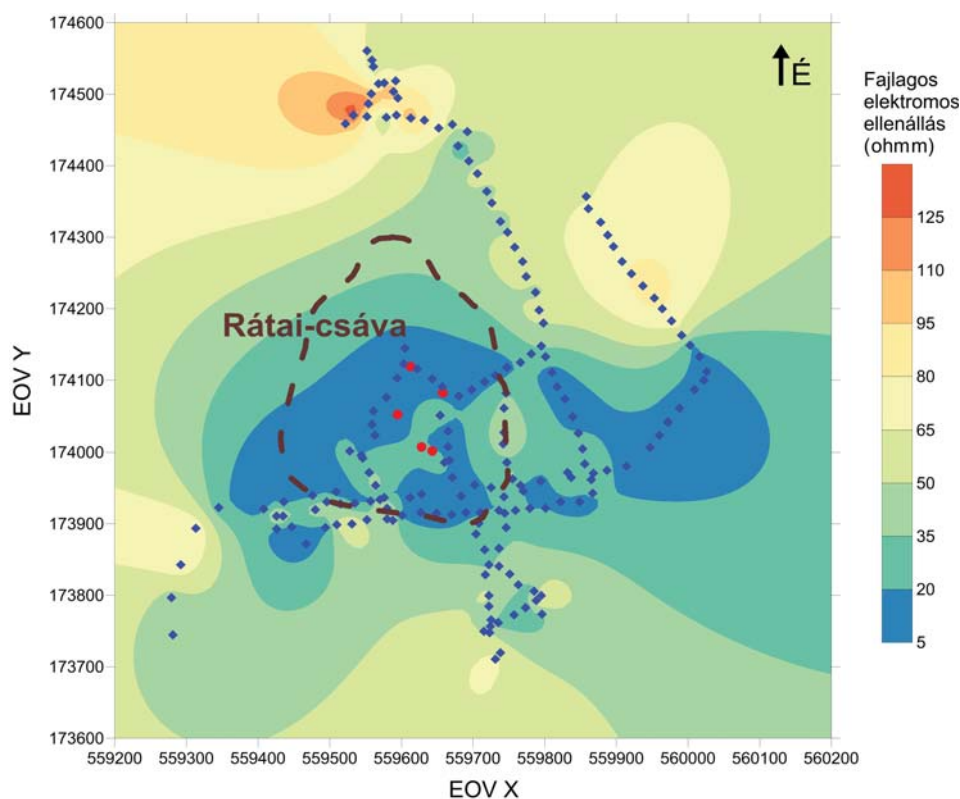


7. ábra | A fajlagos elektromos ellenállások eloszlása a használt frekvenciákon és az így kijelölt kategóriák
Figure 7 | The distribution of the specific electrical resistivity values by the used frequencies with the marked categories

3.2. RMT térképezés

Az időszakosan vízzel borított Rátai-csáva sekélyföldtani felépítésének megismerése érdekében a mérési pontokat (181 db) ~20 méteres közzel vettük fel úgy, hogy a tómeder és a peremterületek felépítéséről is információt szerezzünk (6. ábra). A méréseinkhez felhasznált adók iránya N 120–

130°. Mivel az adók egy irányba esnek, így elkerülhetők az irányfüggésből adódó (*static shift* által okozott) hibák. A három kiválasztott adó: egy magas frekvenciájú, 207 kHz-es – ez a németországi Aholmingban található rádióadó; egy közepes, 77,5 kHz-es – a Frankfurt am Main-tól 25 km-re található Mainflingen órajeladója, nemzetközi jelzése



8. ábra | Fajlagosellenállás-eloszlástérkép a Rátai-csáva környezetében a felszíni képződményekre. Kék pontok az RMT méréseket, piros pontok a sekély fúrásokat jelzik. A barna szaggatott vonal a Rátai-csáva kontúrját jelöli
Figure 8 | Specific electrical resistivity distribution map of the surroundings of Rátai-csáva for surficial formations. Blue dots indicate the RMT measurements, red dots show the shallow boreholes. Brown dashed line is the contour of Rátai-csáva

DCF77; valamint Skelton (Nagy-Britannia) alacsonyfrekvenciájú 22,1 kHz-es rádióadója.

Az RMT műszer rádióhullámok segítségével méri a kőzet fajlagos elektromos ellenállását 15–240 kHz frekvenciatartományban. Egyben méri a fáziseltolódást (0–90°) is a vízszintes tengelyű vevőtekerces és a két földbe helyezett elektróda, tehát a mágneses és elektromos komponensek között. Az alkalmazott szűrőablak szélessége 180 Hz. A használt frekvenciák választhatók, programozhatók, valamint adattároló is csatlakoztatható analóg kimenettel (0–200 mV). A műszer megbízhatósága jó, zaj csak a magasfeszültségek (30–50 m-es) környezetében van. Tapasztalatlan operátor is csak 5% hibát követ el, ha ismételten mér. A mérés egy gyakorlott személy számára mérési pontonként csak 15–20 másodpercet vesz igénybe.

Az adatok kiértékelése során az egyes kategóriák meghatározásához Turberg (1994) munkáját vettük alapul. Módszere szerint a látszólagos fajlagos ellenállás – fázis pontok által alkotott halmazok kijelölik a különböző ellenállású kategóriákat. Vizsgálati területe (Jura, Svájc) azonban a Tihanyi-félszigettel ellentétben kevésbé változatos földtani felépítésű, így ez a módszer számunkra nem eredményezett egyértelmű csoportképzést. Ezért ábrázoltuk az inverzióval kapott értékeket relatív gyakoriságukkal 10–60 Ωm tartományban. Ennek alapján már lehatárolhatjuk a 20 Ωm-nél kisebb fajlagos ellenállású képződményeket. 35 Ωm-nél egy éles határ jelentkezik, így a második tartományt a 20–35 Ωm közé eső fajlagosellenállás-értékkel rendelkező képződmények alkotják. A 35 Ωm fölötti fajlagos ellenállások elkülönülnek az előzőektől, ezért ezek alkotják a harmadik csoportot (7. ábra).

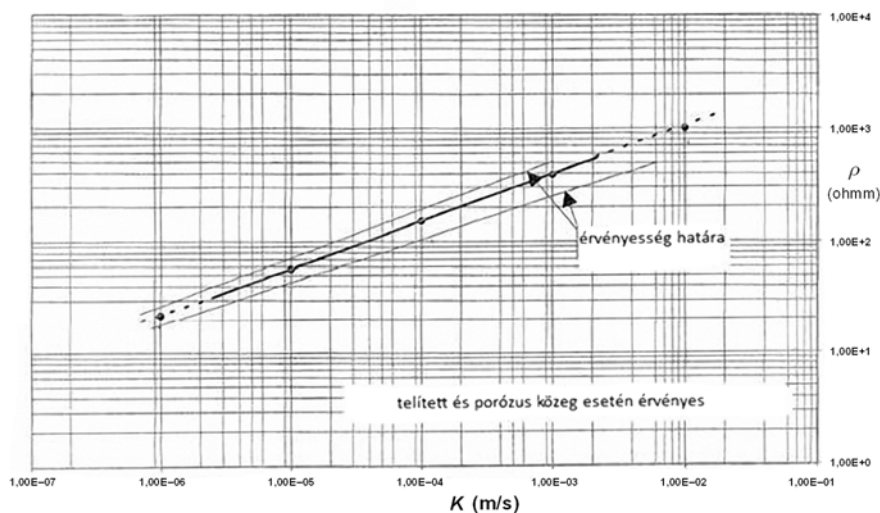
Az egyes kategóriák térbeli elhelyezkedését a 8. ábra szemlélteti, melyet a FITVLF2 által a felszíni képződményekre modellezett fajlagosellenállás-értékekből, a Surfer 10.0 szoftver segítségével, krigeléses interpolációs eljárás-

sal készítettünk el. A Rátai-csáva középső részén, az időszakosan vízzel borított tómederben, alacsony, 10–20 Ωm fajlagos ellenállású képződmények borítják a felszínt. A tómedertől távolodva fokozatosan jelennek meg a közepes, 20–35 Ωm közötti fajlagosellenállás-értékek, végül körülbelül 200–300 m-rel a depresszió legmélyebb pontjától, felszínre bukannak a 35 Ωm-nél nagyobb fajlagos ellenállású kőzetek. Az összletek geometriája – belül a kisebb, kívül a nagyobb fajlagos elektromos ellenállás-értékekkel – egy maar-struktúrát rajzol ki.

4. Értelmezés és diszkusszió

Az RMT mérések segítségével a Rátai-csáva környezetében különböző fajlagos elektromos ellenállású felszín közeli képződményeket tudunk elkülöníteni. Az adatok eloszlása alapján a kráterperemi bazaltos képződmények, a maartavi üledékek és a diatrémaszerkezetet kitöltő piroklasztitok fajlagosellenállás-értéküket tekintve elkülönülnek egymástól.

A szakirodalomban számos fajlagos elektromos ellenállás – szivárgási tényező összefüggés található, melyek közül Zilahi-Sebess et al. (2007) bemutatja, hogy a fajlagos elektromos ellenállás a szivárgási tényező kétértékű függvénye, valamint taglalja a függvény logaritmikusan lineáris természetének fizikai magyarázatát is. A Müller et al. (2008) munkája nyomán készült kalibrációt felhasználva, egy log-log rendszerben lineáris összefüggés alapján a mérések során kapott fajlagosellenállás-értékekhez (ρ [Ωm]) hidraulikus vezetőképesség-értéket (K [m/s]) rendeltünk (9. ábra). Az általunk használt konvertálás empirikus összefüggésen alapul, amelyet 100 szivattyúpróba illesztettek, ahol a fúrásokat a mért adatokra telepítették. Ez a tapasztalati összefüggés 20 Ωm alatt nem érvényes, mivel agyagos összleteken



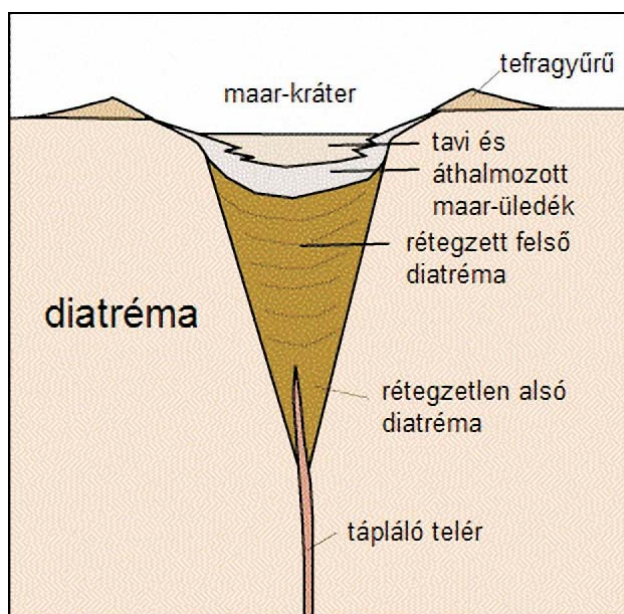
9. ábra | Az RMT mérésekből meghatározott fajlagos elektromos ellenállások és a hidraulikus vezetőképesség közötti közelítő összefüggés (Müller et al. 2008 nyomán)

Figure 9 | The approaching relation between the resulting specific electrical resistivity values from RMT measurements and the hydraulic conductivity (after Müller et al. 2008)

nem végeztek szivattyúpróbát. A nagyon kis értékeknél szaggatott vonal jelzi a feltételezett görbemenetet (9. ábra).

Az alacsony, 10–20 Ωm fajlagosellenállás-értékekkel rendelkező képződményeket a maar-tavi üledékeknek feleltethetjük meg. Ezek átlagos vastagsága a vizsgált régióban 7–8 m, K -tényezőjük 10^{-7} m/s nagyságrendű. Az átmeneti, 20 és 35 Ωm közötti értékek a vulkanizmus során keletkezett, diatrémaszerkezetet kitöltő piroklasztitokat és vulkáni törmelékeket reprezentálják. A hozzájuk rendelt szivárgási tényező 10^{-6} m/s nagyságrendű. A magasabb térszíneken megjelenő, több mint 35 Ωm fajlagos ellenállású összletek a kráterperemi bazaltos képződményeket képviselik, hidraulikus vezetőképességük $5 \cdot 10^{-6}$ m/s (10. ábra, 1. táblázat).

Az eredmények ellenőrzése céljából a geofizikai mérésekből levezetett hidraulikus vezetőképesség-értékeket összevetettük a Rátai-csávában kézi fúróval mélyített öt sekélyfúrás (2–5 m mélységű) mintáinak laboratóriumi szemcseeloszlás vizsgálata során meghatározott értékekkel. Erre a maar-tavi üledékek esetében volt lehetőség, mivel kézi fúrásokat csak a meder legmélyebb pontjában tudtunk létesíteni (6. ábra). A mintákra a kapott szivárgási tényező (K) értékek 10^{-8} – 10^{-6} m/s nagyságrend közé esnek, amelyek



10. ábra Maar-diatréma vulkán vázlatos felépítése (Lorenz 2003 nyomán módosítva)

Figure 10 Model of a maar-diatreme volcano (modified after Lorenz 2003)

összhangban vannak az RMT mérési eredményekből meghatározott K -tényezővel (Havril, Tóth Á. 2011).

Az ELTE Hidrogeológia és Geotermia Munkacsoportjának a Tihanyi-félsziget komplex hidrogeológiáját célzó kutatásának egyik fontos részét jelentette a területen végzett RMT térképezés, amely hozzájárult a félsziget hidrosztratiográfiai viszonyainak jobb megértéséhez. Emellett a tavak felszín alatti vízzel alkotott kapcsolatának meghatározására érdekében a sekélyfúrásokból kiképzett ideiglenes potenciometerekben mért vízszintadatokból hidraulikai számításokat, vízszintváltozásokra vonatkozó elemzéseket és vízkémiai értékelést is készítettünk. Ezek a Rátai-csáva beáramlási terület jellegére utalnak (Havril, Tóth Á. 2011). Hipotézisünket, miszerint a félsziget tavai hidraulikai összeköttetésben állnak egymással, kétdimenziós numerikus áramkép-szimulációval is teszteltük. A numerikus modellezés K -tényezőértékeit az RMT mérésekkel nyert fajlagos elektromos ellenállásokból kaptuk (Havril, Tóth Á. 2011, Havril 2012). Az RMT mérések tehát fontos szerepet játszottak a félsziget tavainak felszín alatti vízzel alkotott kölcsönhatásának megértésében.

5. Összefoglalás

A Tihanyi-félszigeten található maar-tavak felszín alatti vízzel való kapcsolatának megértését célzó kutatásunk során rádió-magnetotellurikus (RMT) méréssel térképeztük a Rátai-csáva felszín közeli képződményeinek fajlagos ellenállását és geometriáját. A Müller et al. (2008) munkája nyomán készült kalibrációt felhasználva a mért fajlagosellenállás-értékeket egy logaritmikusan lineáris összefüggés segítségével hidraulikus vezetőképesség-értékekké konvertáltuk.

A mérésekkel kapott ellenállásértékeket figyelembe véve a kráterperemet alkotó bazaltos képződmények ($\rho > 35 \Omega\text{m}$; $K \approx 5 \cdot 10^{-6}$ m/s), a diatrémaszerkezetet kitöltő piroklasztitok ($\rho = 20\text{--}35 \Omega\text{m}$; $K \approx 10^{-6}$ m/s) és a maar-tavi üledékek ($\rho = 10\text{--}20 \Omega\text{m}$; $K \approx 10^{-7}$ m/s) elkülöníthetővé váltak. Ez utóbbi, alacsony ellenállásértékekkel jellemzett 7–8 m vastagságú képződmények hidraulikus vezetőképessége laboratóriumi szemcseeloszlás-vizsgálatokkal 10^{-8} – 10^{-6} m/s-nak adódott (Havril, Tóth Á. 2011), ami összhangban van az RMT mérési eredményekből levezetett szivárgási tényezővel.

Az eredmények kiindulási alapot jelenthetnek a félsziget állandó tavainak (Belső-tó, Külső-tó) felmérésénél, és akár

1. táblázat. Az egyes maar-képződmények mért ellenállásértékei és a hozzájuk rendelt hidraulikus vezetőképesség-értékek

Képződmény	Fajlagos elektromos ellenállás (Ωm)	Hidraulikus vezetőképesség (m/s)
Maar-tavi üledékek	10–20	10^{-7}
Maar-szerkezetet kitöltő képződmények	20–35	10^{-6}
Kráterperemi bazaltos képződmények	>35	$5 \cdot 10^{-6}$

egyéb maar-területeken is használhatók analógiaként. Az eredmények hozzájárulnak a tavak és a felszín alatti vizek közötti kapcsolatok megértéséhez és a természetvédelem alatt álló terület vizes ökoszisztémáinak fenntartható kezeléséhez.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk köszönetet mondani az ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet munkatársainak: Dr. Horváth Ferencnek, Dombrádi Endrének, Lipovics Tamásnak (Geofizikai és Űrtudományi Tanszék), Dr. Harangi Szabolcsnak, (Kőzettani és Geokémiai Tanszék), Dr. Eröss Anitának, Dr. Simon Szilviának, Pulay Eszternek, Varga Andrásnak és Zsemle Ferencnek (Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék). Köszönettel tartozunk továbbá az ELTE másodéves geológus MSc hallgatóinak, hogy terepi munkájukkal hozzájárultak kutatásainkhoz. Köszönjük Madarasi András és Dr. Pethő Gábor lektorok észrevételeit, javaslatait.

Hivatkozások

Asfahani J., Radwan Y., 2007: Tectonic Evolution and Hydrogeological Characteristics of the Khanaser Valley, Northern Syria, Derived from the Interpretation of Vertical Electrical Soundings. *Pure and Applied Geophysics* 164/11, 2291–2311

Bada G., Szafián P., Vincze O., Tóth T., Fodor L., Spiess, V., Horváth F., 2010: Neotektonikai viszonyok a Balaton keleti medencéjében és tágabb környezetében nagyfelbontású szeizmikus mérések alapján. *Földtani Közlöny* 140/4, 367–390

Balogh K., Németh K., 2005: Evidences of the Neogene small-volume intracontinental volcanism in Western Hungary: K/Ar geochronology of the Tihany Maar Volcanic Complex. *Geologica Carpathica* 56/1, 91–99

Benderné K. O., Böjtösné V. K., Reményi Gy., 1966: A tihanyi obszervatórium környékén végzett földtani, földmágneses és gravitációs vizsgálatok. *Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Geofizikai Közlemények* 15/1–4, 83–93

Butler D. K. (szerk.), 2005: *Near-Surface Geophysics, Investigations in Geophysics Series 13*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK. 732 p.

Cassidy J., France S. J., Locke C. A., 2007: Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 153–163

EOV 43-412 1983: Tihany térkép [1:10000]. MÉM Földügyi és Térképészeti Hivatal

Fischer G., Schnegg P. A., Peguiron M., Lequang B. V., 1981: An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 67, 257–278

Gebhardt C.A., De Batist M., Niessen F., Anselmetti F. S., Ariztegui D., Kopsch C., Ohlendorf C., Zolitschka B., 2011: Deciphering lake and maar geometries from seismic refraction and reflection surveys in Laguna Potrok Aike (southern Patagonia, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201, 357–363

Hably L., 1992a: The flora of Tihany–Fehérpart (faciostratotype of the Intra-Carpathian Pontian), West Hungary. *Geophytology* 22, 199–205

Halaváts Gy., 1911: A Balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája. *Balaton. Tudományos Tanulmányozásának Eredményei* 4/2, 1–74

Havril T., 2012: Felszínalatti vizek és tavak kölcsönhatásának időbeli és térbeli elemzése helyszíni mérések és numerikus szimu-

láció segítségével a Tihanyi-félszigeten. MSc szakdolgozat. ELTE TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 83 o.

Havril T., Tóth Á., 2011: Tihanyi maar-tavak – kapcsolatban a felszín alatt? TDK-dolgozat. ELTE-TTK, Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 84 o.

Horváth F., Sacchi M., Dombrádi E., 2010: A Pannon-medence üledékeinek szeizmikus sztratigráfiai és tektonikai vizsgálata a Dél-Dunántúli és a Balaton területén. *Földtani Közlöny* 140/4, 391–418

Krolopp E., 1961: A tihanyi felső-pleisztocén Mollusca-fauna. *Földtani Intézet Évi Jelentése 1957–58-ról*, 505–509 o.

Láng G., Fodor T., 1970: A Tihanyi félsziget földtani felépítése – in Bilik I. (szerk.): *Tihany – Magyarázó a Balaton és környéke 1:10000 építésföldtani térképsorozatához*. Magyar Állami Földtani Intézet, 15–36 o.

Linde N., Pedersen L. B., 2004: Characterization of a fractured granite using radiomagnetotelluric data. *Geophysics* 69, 1155–1165

Lipovics T., Csontos A., Lenkey L., 2004: Preliminary results of geophysical studies over the Tihany Volcano at the Tihany Peninsula, Hungary. *Second International Maar Conference, Lajosmizse, poster*

Lorenz V., 2003: Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hardrock or soft-rock environments. *GeoLines* 15, 72–83

Martin U., Németh K., 2004: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the Western Pannonian Basin. *Geologica Hungarica, Series Geologica* 26, 193

Müller I., Mádl-Szőnyi J., Eröss A., 2008: Local scale EM geophysical survey to estimate hydrogeological parameters related to environmental problems. *Georgikon for Agriculture* 16/1, 39–49

Nobes D. C., 1996: Troubles waters. *Environmental application of electric and electromagnetic methods. Surveys in Geophysics* 17, 393–454

Németh K., Martin U., 1999a: Large hydrovolcanic field in the Pannonian Basin: general characteristics of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Acta Vulcanologica* 11/2, 271–282

Németh K., Martin U., Harangi Sz., 1999: Miocene maar/diatreme volcanism at the Tihany Peninsula (Pannonian Basin): The Tihany Volcano. *Acta Geologica Hungarica* 42/4, 349–377

Németh K., Martin U., Harangi Sz., 2001: Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111/1–4, 111–135

Okoro E. I., Egboka B. C. E., Onwumesi A. G., 2010: Evaluation of the aquifer characteristic of Nanka Sands using hydrogeological method in combination with Vertical Electrical Sounding (VES). *Journal of Applied Sciences and Environmental Management* 14/2, 5–9

Oskooi B., Pedersen L. B., 2005: Comparison between VLF and RMT methods. A combined tool for mapping conductivity changes in the sedimentary cover. *Journal of Applied Geophysics* 57, 227–241

Pedersen L. B., Bastani M., Dynesius L., 2005: Groundwater exploration using combined controlled source and radiomagnetotelluric techniques. *Geophysics* 70, 608–615

Rubin Y., Hubbard S. (szerk.), 2005: *Hydrogeophysics*. Springer, Berlin. 523 p.

Sacchi M., Horváth F., 2002: Towards a new time scale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys). *Stephan Müller Special Publication Series 3 (Neotectonics and surface processes: the Pannonian Basin and Alpine/Carpathian System)*, pp. 79–94

- Skácelová Z., Rappich V., Valenta J., Hartvich F., Šrámek J., Radoň M., Gaždová R., Nováková L., Kolínský P., Pécskay Z., 2010: Geophysical research on structure of partly eroded maar volcanoes: Miocene Hnojnice and Oligocene Rychnov volcanoes (northern Czech Republic). *Journal of Geosciences* 55/4, 333–345
- Stiefelhagen W., Müller I., 1997: Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM) – extended VLF applied to hydrogeology. 59th EAGE Conference & Technical Exhibition, Geneva, Switzerland. Extended abstract, F-46.
- Takács E., 1971: Tapasztalatok a radiokip módszer alkalmazásában. *Magyar Geofizika* 12/4, 148–160
- Tezkan B., 2009: Radiomagnetotellurics – in Kirsch, R. (szerk.): *Groundwater geophysics – A tool for hydrogeology*. Second edition. Springer, Berlin. pp. 295–317
- Tezkan B., Georgescu P., Fanzi U., 2005: A radiomagnetotelluric survey on an oil-contaminated area near the Brazi Refinery, Romania. *Geophysical Prospecting* 53, 311–323
- Tóth Á., 2011: RMT-mérések a tihanyi-félszigeti Rátai-csávéban. BSc Szakdolgozat. ELTE TTK, Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 65 o.
- Turberg P., 1994: Apport de la cartographie radiomagnetotellurique à l'hydrogéologie des milieux fracturés. These de Doctorat, Université de Neuchâtel, Neuchâtel. 132 p.
- Varrók K., 1957: Jelentés az 1957. évben a Tihanyi-félszigeten végzett munkáról. Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Adattár, 3–12 o.
- Zacher G., Tezkan B., Neubauer F. M., Hördt A., Müller I., 1996: Radiomagnetotellurics: A powerful tool for waste-site exploration – *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 1, 135–159
- Zilahi-Sebess L., Fancsik T., Török I., Kovács A. Cs., 2007: Szivárgási tényező becslés lehetőségei geofizikai mérések alapján. *Magyar Geofizika* 48/3, 99–111