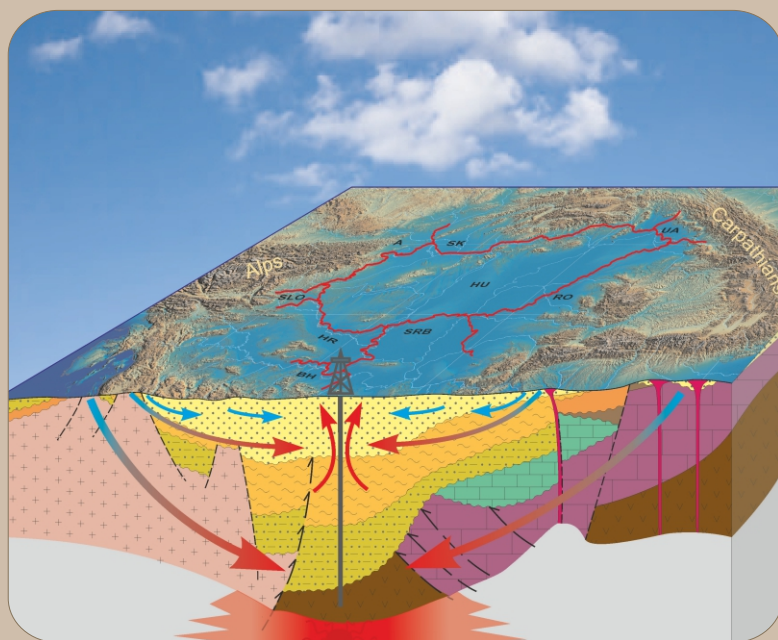


# Földtani Közlöny



151/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata  
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2021

**Felelős kiadó**

BUDAI Tamás, az MFT elnöke

**Főszerkesztő**

SZTANÓ Orsolya

**Műszaki szerkesztők**

BABINSZKI Edit

KOVÁCS Zoltán

BARTHA István Róbert

**Nyelvi lektor**

Philip RAWLINSON

LUKOCZKY Georgina

**Szerkesztőbizottság**

CSERNY Tibor, FODOR László, FÖZY

István, PAPP Gábor, SZAKMÁNY György,

SZANYI János, TÖRÖK Ákos

**Főtámogató**

Mol Nyrt.

**Támogatók**

Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas

Északkő Kft., Elgascar 2000 Kft.,

Geo-Log Kft., Geoproduct Kft.,

Geoteam Kft., Josab Hungary Kft.,

Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft.,

OMYA Hungária Kft., O&amp;G

Development Kft., Perlit-92 Kft.,

Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt., ANZO

Perlit Kft., Kvarchomok Bányászati és

Feldolgozó Kft.

A kéziratokat az alábbi felületen kérjük benyújtani

[www.foldtanikozlony.hu](http://www.foldtanikozlony.hu)

\* \* \*

**Responsible publisher**

Tamás BUDAI,

President of the Hungarian Geological Society

**Editor-in-chief**

Orsolya SZTANÓ

**Technical editors**

Edit BABINSZKI

Zoltán KOVÁCS

István Róbert BARTHA

**Language editor**

Philip RAWLINSON

Georgina LUKOCZKY

**Editorial board**

Tibor, CSERNY, László FODOR, István

FÖZY, Gábor PAPP, György SZAKMÁNY,

János SZANYI, Ákos TÖRÖK

**Sponsors**

Mol Nyrt.

Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas

Északkő Kft., Elgascar 2000 Kft.,

Geo-Log Kft., Geoproduct Kft.,

Geoteam Kft., Josab Hungary Kft.,

Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft.,

OMYA Hungária Kft., O&amp;G

Development Kft., Perlit-92 Kft.,

Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt., ANZO

Perlit Kft., Kvarchomok Bányászati és

Feldolgozó Kft.

**Submission of manuscripts through**[www.foldtanikozlony.hu](http://www.foldtanikozlony.hu)

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in

**Crossref.org****Scopus****GeoRef** (Washington),**Pascal Folio** (Orleans),**Zentralblatt für Paläontologie**

(Stuttgart),

**Referativny Zhurnal** (Moscow) and**EPA, MTA REAL** (Budapest)**Tartalom — Contents**

- M. TÓTH Tivadar, FISER-NAGY Ágnes, KONDOR Henrietta, MOLNÁR László, SCHUBERT Félix, VARGÁNÉ TÓTH Ilona, ZACHAR Judit: Az Alföld metamorf aljzata: a köztes tömegtől a tarka mozaikig. – *The metamorphic basement of the Great Hungarian Plain: from Zwischengebirge towards a variegated mosaic.* 3
- ZAJZON, Norbert, FEHÉR, Béla, SZAKÁLL, Sándor, KRISTÁLY, Ferenc: Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 4. – *Ásványtani mozaikok a Kárpát–Pannon régióból 4.* 27
- MOLNÁR Kata, ARADI László Előd, OBBÁGY Gabriella, KÖVÉR Szilvia, FODOR László, BENKÓ Zsolt, SZABÓ Csaba: Szenes anyagok maximális átalakulási hőmérsékletének meghatározása Raman-spektroszkópiai mérésekkel: standardizálás és esettanulmány az Aggtelek–Rudabányai-hegységből. – *Peak metamorphic temperature determination by Raman spectroscopy of carbonaceous materials: standardization and case study from the Aggtelek–Rudabánya Hills.* 37
- KONCZ István: A szénhidrogének primer migrációja. – *Primary migration of hydrocarbons* 51
- LENKEY, László, MIHÁLYKA, János, PARÓCZI, Petra: Review of geothermal conditions of Hungary. – *Magyarország geotermikus viszonyainak áttekintése.* 65
- SZANYI János, NÁDOR Annamária, MADARÁSZ Tamás: A geotermikus energia kutatása és hasznosítása Magyarországon az elmúlt 150 év tükrében. – *150 years of geothermal energy research and utilization in Hungary.* 79
- Hírek, ismertetések** (összeállította: CSERNY Tibor) 103

*Első borító: A Kárpát-medence regionális határokon átnyúló termásvíz áramlásainak elvi vázlat (NÁDOR ed. 2019).*

*Hátsó borító: Flogopit, Badacsonyotomaj, kőfejtő. Képszelés: 4,5 mm. Herman Ottó Múzeum gyűjteménye (Fotó: TÓTH László).*

Budapest, 2021

ISSN 0015-542X

## Rövidített útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

**Kérjük olvassa el részletes útmutatónkat a [www.foldtanikozlony.hu](http://www.foldtanikozlony.hu) weboldalon.**

A Földtani Közlönybe a földtudományok széles köréből várunk a Kárpát–Pannon térség földtani felépítésével foglalkozó magyar vagy angol nyelvű kéziratokat. Magyar nyelvű cikkek esetében annak címét, kulcsszavait, összefoglalóját, az ábrák és táblázatok címét, feliratait angol nyelven is meg kell adni, angol nyelvű cikkek esetén fordítva. Az angol nyelvű szövegek elkészítése a szerző feladata.

**A kéziratot bírálatra pdf formátumban, egyetlen fájlként kell benyújtani**, a szöveg mögé sorrendben elhelyezett számozott ábraanyaggal. A fájl neve a szerző nevéből és a cikk témáját lefedő néhány szóból álljon (pl. *szujzo\_etal\_villanyi\_kavicsok*). Kéziratok a fenti honlapon keresztül küldhetők be. Bármilyen technikai probléma esetén forduljon a technikai szerkesztőhöz ([piros.olga@mbfsz.gov.hu](mailto:piros.olga@mbfsz.gov.hu)) vagy a főszerkesztőhöz ([sztano.orsolya@gmail.com](mailto:sztano.orsolya@gmail.com)).

Az **értekezések** eddig publikálatlan adatokat, új eredményeket következtetéseket közölnek, széles tudományterületi képbe helyezve. A rövid közlemények célja az adatközlés, adatmentés, vagy az új eredmény gyors közzététele. A szemle széleskörű, szakmailag közérthető áttekintést nyújt egy tudományterület új eredményeiről, vagy kevésbé ismert, új módszereiről, annak alkalmazásáról. Vitairatokat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhetők be. A vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkkel együtt jelenjen meg. A gyakorlati rovatba a földtani kutatással – bányászattal kapcsolatos kéziratok kerülnek, melyek eredménye nem elsősorban tudományos értékű, hanem a szakközösség tájékoztatását szolgálja. **A tömör fogalmazás, az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás, a szabatos szaknyelv használata és a nem specialista olvasók érdekében a közérthetőség mindegyik műfajban alapkövetelmény.**

A KÉZIRAT TAGOLÁSA ÉS AZ EGYES FEJEZETEK JELLEMZŐI (kötelező, javasolt)

**a) Cím (magyarul, angolul)** Rövid, informatív és tárgyira törd, utal a fő mondandóra.

**b) Szerző(k), munkahelye, postacímmel (e-mail cím)**

**c) Összefoglalás (magyarul, angolul)** Kizárólag a tanulmány célját, az alkalmazott módszereket, az elért legfontosabb új eredményeket és következtetéseket tartalmazza, így önállóan is megállja a helyét. Hossza legfeljebb 300 szó. Az angol nyelvű összefoglaló lehet bővebb a magyarnál (max. 1000 szó).

**d) Targyszavak (magyarul, angolul)** Legfeljebb 8 szó / egyszerű kifejezés e) Bevezetés A munkához kapcsolódó legfontosabb korábbi szakirodalmi eredmények összefoglalása, és ebből következően a tanulmány egyértelműen megfogalmazott célja.

f) *Anyag és módszerek* A vizsgált anyag, esetleg korábbi származó adatok, a mérési, kiértékelési eszközök és módszerek ismertetése. Standard eljárások esetén csak a hivatkozott módszertől való eltérést kell megfogalmazni.

**g) Eredmények** Az új adatok és kutatási eredmények ismertetése, dokumentációja ábrákkal és táblázatokkal.

**h) Diskusszió** A kapott eredményeknek a saját korábbi eredményekkel és a szakirodalmi ismeretekkel való összevetése, beágyazása a tágabb tudományos környezetbe.

**i) Következtetések** Az új következtetések tézisszerű, rövid ismertetése az eredmények és a diskusszió ismertetése nélkül.

**j) Köszönetnyilvánítás**

**k) Hivatkozott irodalom** Csak a szövegközi, az ábrákhoz és táblázatokhoz kapcsolódóan megjelenő hivatkozásokat foglalja magába (se többet, se kevesebbet).

l) *Ábrák, táblázatok és fényképtáblák (magyar és angol felirattal)* A szemléltetni kívánt jelenség, vagy összefüggés megértéséhez szükséges mennyiségű.

**m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)** Az illusztrációk rövid, összefogott, tartalmában érdemi magyarázata.

FORMAI KÖVETELMÉNYEK

Értekezés, szemle maximális összesített **terjedelme** 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla együttesen). Ezt meghaladó tanulmány csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének térítésére kötelezettséget vállal. A rövid közlemények összesített terjedelme maximálisan 4 nyomdai oldal.

A **szöveg** doc, docx vagy rtf formátumban készüljön. Az alcímeknél ne alkalmazzanak automatikus számozást vagy ábécés jelölést, csak a tipográfiaiával jelezzék a címrendet. A hivatkozásokban, irodalomjegyzékben a SZERZŐK nevét kis kapitálissal, ősmaradványok faj- és nemzetségneveit dőlt betűvel, fajok leíróit szintén kis kapitálissal kell írni. A kézirat szövegében az ábrákra és a táblázatokra számozásuk növekvő sorrendjében a megfelelő helyen hivatkozni kell.

A szövegközi **hivatkozások** formája RADÓCZ 1974, vagy GALÁCZ & VÖRÖS 1972, míg három vagy több szerző esetén KUBOVICS et al. 1987. Több hivatkozás felsorolásakor ezek időrendben kövessék egymást. Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek, szoros ábécében, ezen belül időrendben álljanak. Kérjük a folyóiratok teljes nevének dőlt betűvel történő kírását. Ezen kívül, ha a hivatkozott műnek van DOI száma, azt meg kell adni teljes URL formátumban. Hivatkozott egyedi kiadványok esetén a mű címét kérjük dőlt betűvel szedni. Magyar szerzők idegen nyelvű publi- kációi esetén a vezetőknév után vesszőt kell tenni.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: A model. — *Tectonophysics* **208**, 221–241. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90346-8](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8)

JAMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményei rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI I. & JAMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. — MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.

VARGA A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos–alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. — PhD értekezés, ELTE Kőzettan–Geokémiai Tanszék, Budapest, 150 p.

WEAVER, C. E. 1989: *Clays, Muds, and Shales*. — *Developments in Sedimentology* 44, Elsevier, Amsterdam, 819 p. [http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)7036-0](http://dx.doi.org/10.1016/s0070-4571(08)7036-0)

Az **ábrákat** a szerzőknek kell elkészíteni, nyomdakész állapotban és minőségben a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthetően. A fotótábla maximális magassága 230 mm lehet. Az ábrákon a vonalvastagság 0,3 pontnál, a betűméret 6 pontnál ne legyen kisebb. Az illusztrációkat X4-nél nem frissebb CorelDraw ábraként, az Excel táblázatokat és diagramokat word vagy cdr formátumban tudjuk elfogadni. Egyéb esetben a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif vagy jpg kiterjesztéssel kérjük beküldeni. A színes illusztrációkat a megfelelő nyomdai minőség érdekében CMYK színprofittal kérjük előállítani, ezért az online megjelenő pdf esetében előfordulhat némi színváltozás. A színes ábrák, fotótáblák nyomtatási költségeit a szerzőknek kell fedezniük. Ha a költséget a szerzők nem tudják vállalni, már benyújtáskor szürkeárnyalatos illusztrációkat használjanak.

A cikk benyújtásakor, kérjük a szerzőket, hogy **nevezzenek meg legalább négy olyan szakértőt**, akik annak tartalmáról érdemi véleményt adhatnak, és adják meg e-mail címüket. A bírálatot követően a szerzőtől egy vagy két hónapon belül várjuk vissza a javított változatot, ekkor **még mindig egyetlen összesített pdf-ben** (eredeti fájl név\_átdolgozott megjelöléssel). E mellé kérünk csatolni egy **tételes jegyzéket**, melyben bemutatják, hogy lektorai megjegyzéseit, tanácsait hogyan vették figyelembe, valamint esetleges egyet nem értésüknek milyen szakmailag alátámasztható indokai vannak.

**A közlésre elfogadott kéziratok szövegét, ábráit, táblázatait egyesével kérjük a szerkesztőségi felület megfelelő menüpontját használva feltölteni.** Tördelést követően a szerzők feladata a korrektúrázás. Különlenyomatokat még külön költségért sem tudunk biztosítani.

## Az Alföld metamorf aljzata: a köztes tömegtől a tarka mozaikig

M. TÓTH Tivadar<sup>1</sup>, FISER-NAGY Ágnes<sup>1</sup>, KONDOR Henrietta<sup>1</sup>, MOLNÁR László<sup>1,2</sup>,  
SCHUBERT Félix<sup>1</sup>, VARGÁNÉ TÓTH Ilona<sup>3</sup>, ZACHAR Judit<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Egyetem u. 2., 6721, Szeged,

<sup>2</sup>Rhk Kht.,

<sup>3</sup>MOL Nyrt.

mtoth@geo.u-szeged.hu, agnesfisernagy@gmail.com, kondor.henrietta@gmail.com, molnar.laszlo@rhk.hu,  
schubert@geo.u-szeged.hu, IlonaToth@MOL.hu, dyfen75@yahoo.co.uk

### *The metamorphic basement of the Great Hungarian Plain: from Zwischengebirge towards a variegated mosaic*

#### Abstract

As a result of the increasing amount of petrological information which has been gathered over the last six decades, the structural image of the metamorphic basement of the Great Hungarian Plain has changed significantly. The old model of a homogeneous and rigid "Zwischengebirge" has been replaced by a variegated mosaic of mobile crustal blocks. These blocks took an active part in all essential tectonic motions from the time of the Variscan orogeny. In this paper it is concluded that the metamorphic evolution of rock bodies can be represented by 8 study areas across the Great Hungarian Plain: namely, Jánoshalma, Kiskunhalas–Tázlár, Szank, Csólyospálos–Kömpöc, Szeghalom, Mezősas–Furta, Dorozsma and Algyő. Besides their lithological characteristics, the spatial relationship of the diverse basement blocks is discussed based on a combined evaluation of petrological and well-log data.

The results suggest that a few typical lithological and structural patterns can be referred to in order to characterize the metamorphic basement of the Great Hungarian Plain. In the Kiskunhalas area the lowermost unit is dominated by an orthogneiss block, above which a low metamorphic-grade phyllite block appears alongside a thick mylonite zone. The low-angle ductile shear zone follows a dip, close to the north. Three blocks of different *P–T* evolution types constitute the Szank, the Szeghalom and the Mezősas–Furta areas. The orthogneiss, the garnet-sillimanite-biotite gneiss and the amphibolite-dominated realms are separated by shear zones, as indicated by brittle, deformed tectonic rocks, cataclases and fault breccias. Based on well-log interpretations, these overthrusts dip to the south-west and probably belong to the Alpine nappe system. The thick overthrust zone – which separates blocks of different types of metamorphic evolution in the Dorozsma area – is also interpreted as part of the Cretaceous nappe system. Here and there in the neighbouring Algyő area, the structure is further complicated by tectonic zones which arose due to the formation of a metamorphic core complex resulting from the subsidence of the Pannonian Basin during the Neogene. Finally, the existing blocks of different metamorphic and post-metamorphic evolutionary backgrounds build-up the basement in the southern part of the Great Hungarian Plain.

All the structural patterns identified here serve as a firm basis for defining the lithostratigraphic units throughout the metamorphic basement. As these units are extremely heterogeneous with respect to their petrology and structure, they must be defined as complexes, following the proper terminology.

*Keywords: Great Hungarian Plain, metamorphic basement, P–T-path, shear zone, structural pattern*

#### Összefoglalás

A hozzáférhető fűromaganyag mennyiségének növekedésével, valamint a kőzettani módszerek fejlődésével párhuzamosan az elmúlt évtizedekben alapvetően megváltozott a modellünk az Alföld metamorf képződményekből álló medencealjzatáról. A korábbi egyveretű, statikus aljzat kép helyét egy nagyon eltérő metamorf fejlődéstörténetű egységekből álló, tarka mozaik vette át. Ez a kőzettani sokszínűség az 1960-as évekig feltételezett merev, „köztes tömeg” elképzeléssel szemben a variszkuszi orogenezis óta a szerkezeti mozgásokban aktív szerepet játszó metamorf litoszféra dinamikájának eredményeként alakulhatott ki. Dolgozatunkban nyolc aljzati mintaterületen mutatjuk be a felépítő fő metamorf képződményeket, azok evolúcióját, valamint térbeli kapcsolatrendszerüket. A vizsgált területek Jánoshalma, Kiskunhalas–Tázlár, Szank, Csólyospálos–Kömpöc, Szeghalom, Mezősas–Furta, Dorozsma és Algyő. A kőzetblokkok térbeli helyzetének rekonstrukciója során a részletes petrológiai elemzés mellett négy esetben lyukgeofizikai információt is integráltunk a modellekbe.

Az eredmények alapján az Alföld metamorf aljzatát a vizsgált területeken különböző szerkezeti mintázatok jellemzik. Kiskunhalason alsó szerkezeti helyzetű ortogneisz-domináns egység fölött széles, különböző kiindulási kőzettípusok deformációjával keletkezett milonitizáció, majd azt követően kis metamorf fokú fillit következik. Az eltérő fejlődésű egységeket elválasztó képlékeny nyírási zóna lapos szögű, közel északi dőlésű. A Szank, a Szeghalom, valamint a Mezősas–Furta területeket három, eltérő metamorf  $P$ – $T$  (nyomás–hőmérséklet) fejlődést mutató egység építi fel, melyeket törés deformációval jellemzett kataklázit zónák választanak el egymástól. Ezek a DNY-i dőlésű nyírási zónák feltételezhetően az alpi takarórendszer valamely egységéhez tartoznak. Szintén kréta korú feltolódásként értelmezzük a Dorozsma területen felismert aljzati blokkokat elválasztó széles kataklázit zónát. Itt, valamint a szomszédos Algyő területen ezt a felépítést felülírják a medence kainozoos keletkezésével szinkron metamorf magkomplexum kialakulásához köthető szerkezetek. Mindezek komplex eredményeként jelenleg inkompatibilis metamorf fejlődésű egységek alkotják az Alföld déli részének metamorf aljzatát.

A különböző mintaterületeken azonosított szerkezeti mintázatok megfelelő alapot biztosítanak az Alföld metamorf aljzatának litosztratigráfiai újragondolása során is. Így az egyes, litológiai önmagukban is rendkívül heterogén egységeket (komplexumokat) célszerű ezen mintázatok alapján definiálni és lehatárolni.

*Tárgyszavak: Alföld, metamorf aljzat, P–T-út, nyírási zóna, szerkezeti mintázat*

## Bevezetés

Az Alföld metamorf medencealjzatának felépítésével, szerkezetével, fejlődéstörténetével kapcsolatos nagyléptékű modelljeink háttérét a szeizmikus értelmezések biztosítják. Ezen vizsgálatok alapján jelölhető ki azok a különböző rendű szerkezeti zónák, melyek az aljzatot egymás melletti részegységek rendszereként definiálják. A kutatások célja a kezdetek óta kettős; a földtörténeti értelmezés mellett kiemelt feladat az aljzat szerepének minél pontosabb tisztázása a medence hidrodinamikájában, mindenekelőtt a szénhidrogének migrációjában, tárolásában. A nemzetközi összehasonlításban is különleges, nagyszámú repedezett metamorf szénhidrogén-rezervoár felismerésének eredményeként mára jelentős számú mélyfúrás harántolta az aljzati metamorf képződményeket, lehetővé téve azok kőzettani vizsgálatát is. Az elmúlt mintegy 50 évben a szisztematikus petrográfiai kutatások, mindenekelőtt SZEPESHÁZY Kálmán (1966, 1971, 1973a, b, 1979), SZEDERKÉNYI Tibor (1984, SZEDERKÉNYI et al. 1991), ÁRKAI Péter (1991, 1993, 2001; ÁRKAI et al. 1998, 2000; HORVÁTH & ÁRKAI 2002), LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi (LELKES-FELVÁRI et al. 2003, 2005), valamint az OKGT/MOL munkatársainak (BALÁZS et al. 1985, 1986; CSEREPESNÉ MESZÉNA 1978, 1983, 1985, 1986; SZILI-GYÉMÁNT 1986) munkája eredményeként folyamatosan pontosodott az aljzat metamorf képződményeiről, azok térbeli kapcsolatrendszeréről alkotott kép. A kutatásnak ebben a szakaszában a fő kőzettípusok azonosítása mellett egyedi minták termobarometriai és geokronológiai elemzése, s ezen adatok rendszerbe foglalása volt a fő feladat.

Az eredmények teljes aljzatra történő részletezése nélkül kiemelendő az a nagyon koherens kép, mely – a szeizmikus vizsgálatokkal összhangban – kijelölte és jellemezte kőzettípus, protolit kőzetkémia, valamint  $P$ – $T$ – $t$  (nyomás, hőmérséklet, idő) értelemben a metamorf aljzat fő egységeit, azokat hol komplexumnak, terrénumnak, formációnak nevezve a kor litosztratigráfiai elvárásainak megfelelően. Ezek az egymásra épülő, egyre inkább részletgazdag modellek biztosították a megfelelően stabil alapot az elmúlt mintegy három évtized vizsgálataihoz.

Ezzel együtt a jelenlegi kutatások munkahipotézise egy, a korábban elképzelnél jóval heterogénebb felépítésű metamorf aljzatot feltételez. A geokronológiai adatok, bár számottevő lokális változékonyságot mutatva, lényegében egységesen variszkuszi korú maximális metamorfózisra utalnak a teljes területen. Elenyésző információval rendelkezünk ugyanakkor a posztorogén exhumáció viszonyairól. Másrészt számos koradat sejteti, hogy a döntően metamorf képződményekből álló litoszféra aktívan részt vett a jura riftesedés, majd a kréta takaróképződés folyamataiban, s ezek következtében a korábban egységes metamorf tömeg lapos szögű nyírási zónák mentén feldarabolódott, összességében számottevő mértékű horizontális és vertikális átrendeződést eredményezve. Ezen mozgások mértékét és pontos helyszíneit nem ismerjük. Tovább bonyolítja a képet az aljzat mára elméletileg megismert kitüntetett szerepe a Pannon-medence kialakulásában (TARI et al. 1992); a jelentős oldalelmozdulásos zónák mellett szeizmikus értelmezések és geokronológiai adatok igazolják, hogy a medence jól definiált részterületein a középső miocén során metamorf magkomplexumok keletkeztek több km-es horizontális és vertikális átrendeződést eredményezve a metamorf litoszférában (POSGAY et al. 1996, TARI et al. 1999). A posztorogén exhumáció, jura extenzió, kréta kompresszió, neogén oldalelmozdulás és extenzió mint legfontosabb, ugyanakkor részleteiben alig ismert folyamatok együttes hatásának eredményeként feltételezhető, hogy jelenleg akár kis területen belül is inhomogén felépítésű és fejlődésű kőzetblokkok alkotják az aljzatot, melyek között a térbeli korreláció lehetősége a korábban feltételezetténél jóval korlátozottabb lehet.

Mindezek miatt az utóbbi évtizedek fő kutatási feladataként a fúrómaganyag teljes kőzettani reambulációját tűztük ki annak érdekében, hogy képesek legyünk a kis területekre vonatkozó heterogenitások felismerésére, kőzettani és geodinamikai értelmezésére az összes elérhető információ integrálásával.

A jelen tanulmány célja röviden bemutatni az Alföld metamorf aljzatának azon részterületeit, melyek esetében az elmúlt évtizedek reambulációs munkájának eredményeként érdemi előrelépés történt. A vizsgálatoknak, természetesen,

fontos következményei vannak az aljzati repedezett fluidum (mindenekelőtt szénhidrogén) -rezervoárok migrációs és tárolási viselkedésével kapcsolatban is. Ezeket a vonatkozóakat a jelen tanulmány nem érinti.

## Módszerek

Metamorf kőzetek petrográfiai vizsgálatának fő feladata a kőzetre jellemző fejlődéstörténet kvalitatív rekonstrukciója. Ez jelenti egyrészt a fő metamorf eseményt jellemző ásványparagenezis azonosítását, másrészt a pre-, szín- és posztkinematikus szöveti elemek felismerését, jellemzését, rendszerbe foglalását. A mikroszkóp alatt azonosított egyensúlyi szöveti elemek sorozata alapján nyílik mód a továbbiakban a különböző kvantitatív termobarometriai módszerek alkalmazásával a fejlődési út fizikai ( $P$ - $T$ - $d$  – nyomás, hőmérséklet, deformáció) körülményeinek számszerűsítésére.

A fejlődéstörténet rekonstrukciója mellett munkánk célja az egyes aljzatköveket alkotó kőzettestek fő kőzettípusainak klasszifikációja, majd az azonos típusok térbeli kiterjesztése alapján a kőzetvázak 3D modelljeinek megalkotása. A litológiai alapú osztályozás bázisát képező pozitív és negatív kritériumok rendszerét elsődlegesen a fúrások által feltárt kőzetminták részletes szöveti jellemzése teremtheti meg; a kőzettípusok megkülönböztetése egyaránt lehetséges egyes szöveti bélyegek rendszeres megjelenésével és mások következetes hiányával. Ezen szöveti kritériumok alapján biztosítható az egyes kőzetcsoportok közötti diszkrimináció, ami a csoporton belüli maximális hasonlóság, valamint csoportok között maximális heterogenitás egyidejű meglétét feltételezi. Kőzetek valamely csoportját akkor tekinthetjük azonosíthatónak, ha a rá jellemző szöveti bélyegek mellett a többi csoporttól való különbözőség jellegzetességeit is definiáljuk. A litológiai osztályozás kritériumrendszerét alapján – a maggal fel nem tárt intervallumokra – lehetőség nyílik a kőzettestek lyukgeofizikai alapú definiálására, így a térbeli kiterjesztés pontosítására is.

## Termobarometria – a $P$ - $T$ evolúció rekonstrukciója

A termobarometriai számítások célja a petrográfiai vizsgálatok során felvázolt kvalitatív  $P$ - $T$ -út egyes állomásainak számszerűsítése; adott bizonytalanságú  $P_0$ - $T_0$  értékpárok alapján a kőzetet jellemző kvantitatív  $P$ - $T$ -út felvázolása. A termobarometriai számítások alapja az a feltételezés, miszerint a kőzet az adott metamorf fokon egyensúlyba jutott valamely jellemzőjét a posztkinematikus átalakulás során megőrizte, s ez alapján a metamorf átalakulás fizikai körülményei – adott bizonytalanság mellett – rekonstruálhatók. A legáltalánosabban az egykori stabil ásványparagenezis vagy annak egyes reliktumfázisai utalnak a metamorfózis viszonyaira. Gyakoriak a szöveti reliktumok, ahol az egykori szemcsék mérete, alakja, térbeli elrendeződése, kristályszerkezete alapján következtethetünk a fejlődés

egy állomásaira. Esetenként az egyensúlyi elemeloszlás is megőrződik a koegzisztens ásványokban, ezáltal kalibrált ásványreakciók használatát téve lehetővé.

A különböző mértékben megőrződött, eltérő litológiájú kőzetek esetén más-más termobarometriai becslési eljárás alkalmazása indokolt, melyek elméleti háttére, adatigénye, bizonytalansága alapvetően eltér egymásétól. A számos kísérleti kőzettani munka ellenére termobarometriai számításaink minden esetben hibával terheltek. A lehetséges hibák egy része jelentősen csökkenthető önellenőrzés-mentes termodinamikai adatbázisok alkalmazásával. Az elmúlt évtizedekben megjelent termométerek és barométerek kielégítik ezt a feltételt, hiszen vagy a többször kiegészített BERMAN (1988), vagy a POWELL & HOLLAND (1985), HOLLAND & POWELL (1985, 1990, 1998) féle adatbázisok alapján kerültek kalibrálásra.

### Kalibrált termométerek, barométerek

Megőrződött ásványparagenezisek esetén az elmúlt évtizedekben kalibrált nagyszámú termobarométer alkalmazható, feltételezve, hogy a koegzisztens fázisok elérték az ioncsere egyensúlyt, ami a későbbi folyamatok során sem íródott felül. Mindazonáltal, ezen eljárások alkalmazhatósági kritériumainak, s különösen az egyensúly megőrződésének igazolása különös körültekintést igényel.

### Paragenezis modellezés

Bár a termobarometriai számítások legpontosabb útja a kalibrált termométerek és barométerek alkalmazása, a legtöbb kőzettípus esetén, megfelelő egyensúlyi ásványtársaság hiányában a módszer nem alkalmazható. Továbbá, ezen eljárások eredménye is igen sok bizonytalansággal terhelt, melyek eredőjeként a számított hiba olykor meglepően nagy lehet (LIEBERMAN & PETRAKAKIS 1991, KOHN & SPEAR 1991). Számos esetben, bár egyértelmű szöveti bizonyítékok adhatók valamely metamorf ásványtársaság létre, az egykor feltételezhetően kialakult kémiai egyensúly az azóta lejátszódott posztkinematikus folyamatok eredményeként megbomlott. A petrográfiai vizsgálatok eredményeként kirajzolódó kvalitatív metamorf fejlődés ugyanakkor ezekben az esetekben is megfelelő alapot biztosíthat a  $P$ - $T$ -út numerikus jellemzésére. Igen nagy a megfelelő termodinamikai számításokat alkalmazó, fontos részleteiben mégis eltérő termobarometriai modellező rendszerek száma. A továbbiakban mindezek közül két megközelítést, a TWQ (BERMAN 1991), valamint a DOMINO/THERIAK (DE CAPITANI 1994) modellező rendszereket fogjuk használni.

A TWQ alapfeltevése, hogy a modellezett ásványtársaság valamely metamorf  $P$ - $T$ -n teljes egyensúlyba jutott, s azóta az egyes fázisok összetétele nem változott. Ekkor a paragenezist jellemző kémiai alrendszerben (megfelelő termodinamikai adatbázist alkalmazva) az összes algebrailag lehetséges egyensúlyi reakció helyzete meghatározható a  $P$ - $T$ -síkon. Ideális feltételek mellett (pontosan ismert az egyes fázisok kémiai összetétele, valamint minden termodi-

namikai és elegyedési jellemzőjük), a rendszerben felírható reakciók egyetlen pontban (az egyensúlyi  $P_0-T_0$  pontban) metszik egymást. Az ettől való eltérés egyrészt utal arra, hogy a vizsgált kőzet elérte-e az egyensúlyt, illetve a poszt-metamorf átalakulások során attól szignifikánsan eltért-e. Az egyensúlyi reakciók modellezhetők az egyes fázisok összetételének pontos ismeretének hiányában is, ekkor célszerű a modellezést szélső tagokra elvégezni (*end-member reactions*).

A DOMINO/THERIAK (DE CAPITANI 1994) modellező rendszer célja tetszőleges  $P_0-T_0$  pont (vagy intenzív változó bármely más kombinációja) esetén az egyensúlyi ásványparagenezis számítása a vizsgált kőzet (vagy annak szövetileg egyértelműen definiálható tartománya) teljes kémiai összetétele alapján. A modellezés során bármely  $P_0-T_0$  pont esetén az adott kémiai rendszerben a használt termodinamikai adatbázis (pl. BERMAN 1988) alapján algebrailag lehetséges ásványparagenezisek közül az algoritmus a minimális Gibbs-energiáját tekinti stabilnak (DE CAPITANI & BROWN 1987). Az így kapott fázisdiagram összevethető a mikroszkópi elemzések során megfigyelt paragenezissel, mind az egyes fázisok modális arányait, mind azok kémiai összetételét tekintve.

Polimetamorf kőzet vizsgálata esetén, amennyiben a kőzet a fejlődés egymást követő állomásait képviselő szöveti reliktumokat tartalmaz, azaz bizonyíthatóan nem jutott szöveti (s így kémiai) egyensúlyba, a kalibrált termobarométrek alkalmazása rendszerint hibás eredményhez vezet. Ebben az esetben is meghatározható ugyanakkor a kőzetben adott részterületek mint geokémiai domének kémiai összetétele az egyes ásványok összetétele és modális mennyisége alapján. Ekkor – feltételezve, hogy a kőzet lokálisan egyensúlyba jutott, s a relikv fázisok sorozata a kőzet  $P-T$ -fejlődését reprezentálja – a DOMINO/THERIAK modellezés iteratív ismétlésével a teljes kémiai összetétel és a stabil paragenezis számítása finomítható, és a modell eredménye a mikroszkópi megfigyeléssel konzisztenssé tehető. Így, mivel a számítás minden  $P_0-T_0$  pontban az adott kémiai összetétel esetén minimális Gibbs-energiájú ásványtársaságot eredményezi, a megközelítés rendszerint jól alkalmazható az egymást követő ásványtársaságok stabilitási tartományának becslése, s így a  $P-T$ -evolúció rekonstrukciója során (MEYRE et al. 1997, M. TÓTH et al. 2000, KELSEY et al. 2004). Nem izokémikus metamorf átalakulások (fluidumtartalmú reakciók, metasomatózis) esetén a  $P-T$ -tér vizsgálata helyett a megfelelően választott  $T-X_i$  ( $P-X_i$ ) tér modellezése lehet célravezető.

Ellentétben a kalibrált termobarométrek alkalmazásával, a DOMINO/THERIAK modellezés valamely  $P_0-T_0$  pont helyett adott egyensúlyi ásványtársaság stabilitási tartományát számítja. Ezért az eredmény nem gaussi hiba típusú bizonytalansággal terhelt, hanem – mind a  $T$ , mind a  $P$  vonatkozásában – intervallum típusú eredményt ad. Ez a robosztus megközelítés ugyanakkor jóval kevésbé érzékeny a termobarometriai számításainkat terhelő hibaforrásokra.

A továbbiakban mind a TWQ, mind a DOMINO/THERIAK típusú modellezés során BERMAN (1988) többször kiegészített termodinamikai adatbázisát használjuk.

### Szöveti termobarométrek

Nagy kvarctartalmú metamorf kőzetek esetében gyakori az egymást érintő azonos típusú ásványszemcsék határán a kristályosodás és deformációtörténet hatásait tükröző szutúravonal kialakulása. Mivel az egyes szemcsék szabad-energiáját jelentős mértékben a szemcsehatár hossza (a szemcse felülete) határozza meg, polikristályos anyag ezen érték csökkentésére, s így egyenes határok elérésére törekszik. A folyamat a hőmérséklet emelkedésével egyre hatékonyabbá válik, ami nagy hőmérsékleten kialakult poligonális szövetek esetében közel egyenes, míg pl. kis hőmérsékletű nyírás esetén rendkívül tagolt, bonyolult lefutású szemcsehatárt eredményez (MASUDA & FUJIMURA 1981). KRUEHL & NEGA (1996) polikristályos, eltérő hőmérsékleten rekrisztallizálódott kőzetekben hasonlították össze a kvarc-szemcsék között kialakuló szutúravonal bonyolultságát, és ennek mértéke alapján termométert kalibráltak. Az eljárást kísérleti adatok alapján TAKAHASHI et al. (1998) finomították. A szemcsehatár olyan geometriai objektum, amely mérettartománytól függetlenül önmagához hasonló görbe, ennek megfelelően bonyolultságának mértékét KRUEHL & NEGA (1996) a szutúra fraktáldimenziójaként definiálják, s mérésére a MANDELROT (1967) által bevezetett módszer ajánlják. Ennek lényege, hogy a mért, bonyolult görbét  $r$  hosszúságú szakaszokból álló poligonnal közelítjük, s ekkor a különböző  $r$  értékek mellett kapott  $L(r)$  hosszúságokra igaz, hogy  $L(r) = r^{1-D}$ , ahol  $D$  a keresett fraktáldimenzió értéke. Alacsony ( $\sim 1$ ) dimenzióérték viszonylag sima szutúravonalat és ennek megfelelően nagy hőmérsékletet jelez, míg a hőmérséklet csökkenése tagolt görbét és magasabb dimenzióértéket eredményez.

A szemcsehatár geometriája mellett a metamorfózis fizikai körülményeire utaló legfontosabb szöveti bélyeg a szemcsék méreteloszlása. Igen régi az a megfigyelés, miszerint emelkedő hőmérséklettel azonos típusú ásványok szemcséi fokozatosan növekvő méretet vesznek fel (SPRY 1969). A szemcseméret-eloszlás különösen a feszültségmentes viszonyok között kialakuló poligonális szövetek esetén megbízható indikátora a metamorf hőmérsékletnek. KRUEHL (2001) számításai szerint plagioklászából álló poligonális szemcse-halmazokban az átlagos szemcseátmérő a hőmérséklet lineáris függvénye, ami az 500–800 °C intervallumban szöveti alapú termométer kalibrálását tette lehetővé. Az eljárás különösen alkalmas olyan nagy földpáttartalmú kőzetek termometriai vizsgálata során, melyek nagyon egyszerű ásványos összetétele egyéb módszerek használatát nem teszi lehetővé (pl. különböző kvarc- és földpátdomináns gneisztípusok).

### Kristályszerkezet alapú termobarométrek

A diagenezis és a metamorf folyamatok során a szenes anyag számottevő átalakuláson megy keresztül, s szerkezet nélküli szerves anyagból rendezettebb grafit állapotba jut. A rendezettség mértéke monoton növekszik a metamorf fok és elsősorban a hőmérséklet növekedésével. A metamorfizálódó szenes anyag Raman-spektruma, ennek megfelelően, fo-

lyamatosan változik a növekvő hőmérséklettel (WOPENKA & PASTERIS 1993, YUI et al. 1996). Mivel a grafitosodás irreverzibilis folyamat, a grafit szerkezetét elsődlegesen a metamorf út során elért maximális hőmérséklet határozza meg (BEYSSAC et al. 2002, BEYSSAC et al. 2004, AOYA et al. 2010), így a szenes anyag szerkezete érzéketlen a retrográd átalakulásokra is (WIEDERKEHR et al. 2011). A szenes anyag Raman-spektruma elsőrendű ( $1100\text{--}1800\text{ cm}^{-1}$ ) és másodrendű ( $2500\text{--}3100\text{ cm}^{-1}$ ) régiókból áll. Az elsőrendű régióban található a G (grafit) sáv, valamint az ún. D („defect”) sávok, mely utóbbiak a grafit szerkezeti rendezetlenségére utalnak (TUINSTRAS & KOENIG 1970). A metamorf fok növekedésével a D csúcsok intenzitása csökken, a csúcsok folyamatosan elkeskenyednek, miközben a G csúcs intenzitása nő. A grafit Raman spektruma alapján számítható R1 ( $=D1/G$ ) és R2 ( $=D1/[G+D1+D2]$ ) paraméterek mindezek alapján a metamorf hőmérséklet függvényei, ami termométer kalibrálását teszi lehetővé. Így, pl. a BEYSSAC et al. (2002) által kalibrált egyenletét, mellyel a keletkezési hőmérséklet  $\pm 50\text{ }^\circ\text{C}$  pontossággal számítható a  $330\text{--}650\text{ }^\circ\text{C}$  intervallumban. RAHL et al. (2005) módosított termométere  $100\text{ és }700\text{ }^\circ\text{C}$  között alkalmazható, majd AOYA et al. (2010) tovább finomították a becslési eljárást. Mindezen termometriai számítások során BEYSSAC et al. (2003) ajánlását követve a Raman-felvétel spektrális paramétereit Peak Fit 4.12 szoftverrel, Voight-függvény illesztésével származtattuk.

Az ásványzárványok és az őket bezáró gazdaásványok eltérő hőtágulási és kompresszibilitási tulajdonságai miatt a bezáródáskori  $P$  és/vagy  $T$  megváltozásának hatására, a  $P$ – $T$ – $d$  út mentén a zárványok kristálytani paraméterei módosul(hat)nak. Ez a kismértékű változás az ásvány Raman-spektrumában a csúcspozíciók eltolódását okozza. A Raman-spektrumok paraméterei, valamint a zárvány és a gazdaásvány megfelelő termodinamikai adatai alapján feltételezett  $T_0$  hőmérsékleten bezáródási nyomást (esetleg  $P_0$  nyomáson bezáródási hőmérsékletet) becsülhetünk. Jelen dolgozatban gránátba zárt kvarc szemcsék esetén barometriai számítások céljából a “Thermoba-Raman-try” (KOHN 2014) eljárást alkalmaztuk.

### A petrológiai információ térbeli kiterjesztése

Egy adott terület kialakulását leíró fejlődéstörténeti modell mellett a kőzettani kutatás fontos célja a felismert litológiai egységek térbeli viszonyának rekonstruálása, s így a 3D kőzetvázmodell megalkotása. Ez a folyamat célszerűen az információ bővítését jelenti a pontszerűnek tekinthető kőzettani információtól a 3D térbeli modell irányába. A folyamat első lépése a részletes kőzettani ( $P$ – $T$ – $d$ ) információ alapján történő litológiai klasszifikáció, melynek során a lényegileg azonos fejlődésűnek tekinthető típusok meghatározása történik. Második lépésben a több litológiai típust harántolt fúrások alapján az egyes kőzettípusok relatív térbeli helyzetét célszerű tisztázni. Ennek eredményeként előáll az az ideális kőzetoszlop, amely vertikális 1D metszetben jellemzi a vizsgált területet. Az 1D modell kialakítását

nagyban segítheti a lyukgeofizikai szelvények kiértékelése, feltéve, hogy az egyes litológiai típusok vagy a határukon megjelenő szerkezeti zónák fizikai tulajdonságaik, s így a jellemző szelvényképek alapján azonosíthatók. A fúrásokként rendelkezésre álló 1D modellek egyenként vízszintes metszetei a horizontális 2D modellek síksorozatát eredményezik. Ezek a térképeken a fúrásokra kiterjesztett kőzettani információ (a litológiai típus) pontbeli adatként jelenik meg, melyek homogén foltjai és határai klasszikus eszközökkel kijelölhetők. A 2D modellek sorozata adja a keresett 3D kőzetvázmodellt.

### Kőzettípusok és elválasztó szerkezetek lyukgeofizika alapú felismerése

Az egyes mintaterületeken jellemző kőzettípusok eltérő ásványos összetétele és/vagy szerkezete rendszerint kőzettani különbségekben is megmutatkozik, ami lehetővé teszi lyukgeofizikai alapú felismerésüket. A litológiai azonosítás során területenként eltérő szelvényválaszték állt rendelkezésre a makro- és mikro- fajlagos ellenállás (DLL, MLL), természetes gamma (GR), természetes potenciál (SP), caliper (CALI), neutronporozitás (CNL), sűrűség (DEN) és akusztikus terjedési idő (ATL) mérésekből.

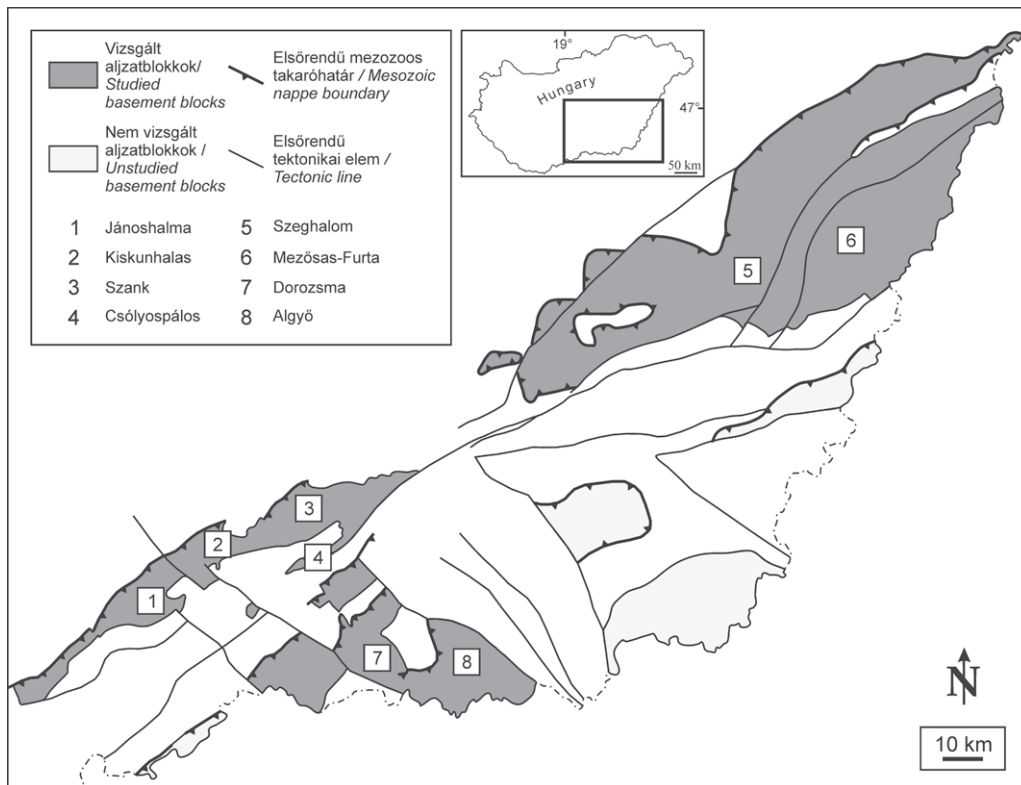
A lyukgeofizikai információ integrálása a kőzettani azonosítás folyamatába egyszerű tanító algoritmus alkalmazásával történik. Ennek első lépésében a fúrómagokat petrográfiai tulajdonságaik alapján osztályokba soroljuk. A második lépésben néhány, maggal ismert mélységintervallum alapján meghatározzuk lyukgeofizikai paraméterek azon lineáris kombinációját, mely a legjobban diszkriminál a vizsgált litológiai típusok között. Ennek tesztelése és finomítása további fúrások ismert magszakaszainak bevonásával történik mindaddig, amíg a diszkriminanciafüggvény az összes ismert mélységintervallumot kőzettanilag helyesen sorolja be. Végül ezt a függvényt használjuk a maggal fel nem tárt mélységszakaszok kőzettani definiálására (FISER-NAGY et al. 2014, M. TÓTH & VARGÁNE TÓTH 2020).

A kőzetblokkokat elválasztó nyírási zónák azonosítása teljesen analóg tanító algoritmussal történik azzal a különbséggel, hogy ekkor az üde és nyírt kőzetek közötti diszkriminanciafüggvényeket határozzuk meg kutanként, majd terjesztjük ki a mintaterületre (MOLNÁR et al. 2015).

### Vizsgált területek

Az elmúlt évtizedekben az Alföld metamorf aljzatának fenti elvek szerinti vizsgálatát szénhidrogén-kutatási egységenként folytattuk, hiszen ez az a legkisebb lehatárolható terület, ahol minden egyes fúrómag, s minden egyes fúrás lyukgeofizikai szelvényei érdemben elemezhetők, összehasonlíthatók, s egységes rendszerben tárgyalhatók. Bár egy-egy publikáció született más területekről is (pl. Sarkadkeresztúr, PÁL-MOLNÁR et al. 2005; Battonya, BUDA et al. 2012), az alábbiakban azokat a területeket részletezzük, melyeken átfogó vizsgálatok történtek (1. ábra). Ezek nyugat-





1. ábra. A részletesen elemzett aljzati mintaterületek helyzete Magyarország prekainozoos térképén (HAAS et al. 2010, 2014 alapján)

Figure 1. Position of the studied basement areas on the pre-Cenozoic map of Hungary (based on HAAS et al. 2010, 2014)

ról kelet felé a Jánoshalma, Kiskunhalas–Tázlár, Csólyospálos–Kömpöc, Szank, Szeghalom, Mezősas–Furta, majd a Dél-Alföldön Dorozsma és Algyő aljzati egységek. Az egyes mintaterületeket hasonló felépítésben, a legfontosabb eredményekre koncentrálnva mutatjuk be. Helyhiány miatt a petrográfiai, kőzetkémiai, ásványkémiai, lyukgeofizikai stb. alapadatokat nem közöljük, azokat az olvasó a hivatkozott irodalmakban megtalálhatja.

## Eredmények

### Jánoshalma

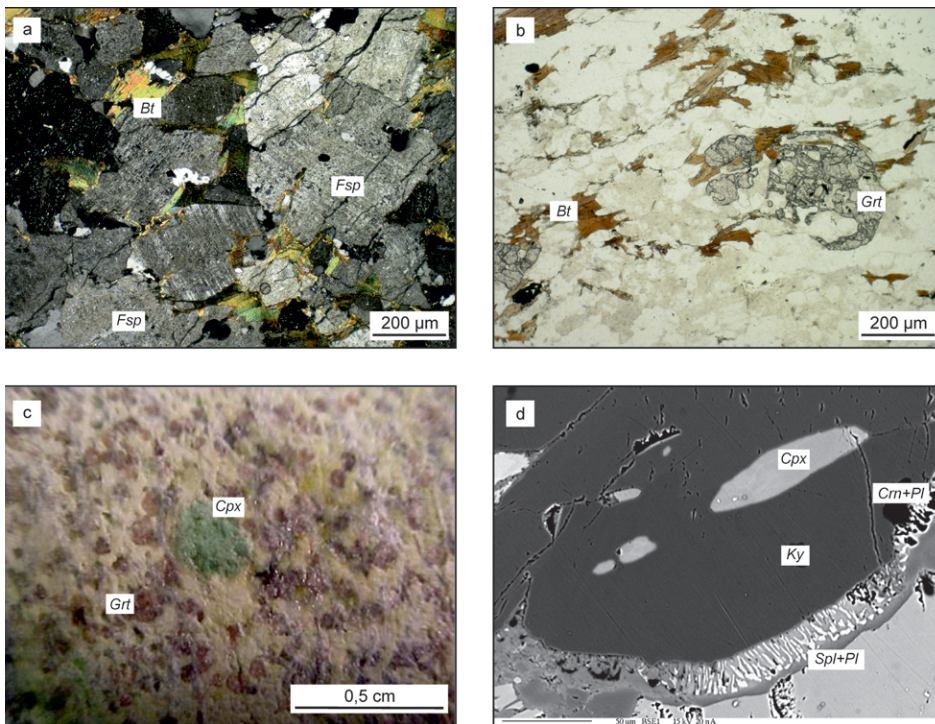
A Jánoshalma környékén feltárt aljzatmagaslat (ZACHAR & M. TÓTH 2004, 2009; ZACHAR et al. 2007; ZACHAR 2008) az Alföld területén a legsekélyebb helyzetű aljzati blokk, teteje kb. 400 méterrel található a jelenlegi felszín alatt. Két ütemben összesen 20 fúrás harántolta, szerkezetileg a Jh jelű fúrások mellett hozzátartoznak a Kiskunhalas–Ny jelű fúrások is. Mindezen fúrások hozzáférhető kőzetanyaga alapján a terület egységes kőzettani felépítésű, minden fúrás ortogneiszt harántolt. A gneisz szerkezetű kőzet ásványos összetétele meglehetősen egy-  
 veretű, egységesen Qz+Kfs+ Pl+Bt±Ms

alkotja (az ásványnevek rövidítését WHITNEY & EVANS (2010) alapján az I. táblázat tartalmazza). Kiindulási, nem metamorf protolitjának intruzív magmás jellegére számos mikroszöveti bélyeg utal. Valamennyi vizsgált minta akcesszórikus ásványszemcséi (mindenekelőtt a cirkon és az apatit) saját alakúak, gyakoriak a táblás megjelenésű, gyakran mirmekites földpátszemcsék és a poligonális K-földpáthalmazok (2. ábra, a). Fő- és nyomelem összetétele alapján a protolit szinkollíziós eredetű, peraluminiumos kemizmusú granitoid lehetett. A kőzetalkotó és járulékos alkotók mellett számos minta tartalmaz a gneisz fő alkotóival szöveti egyensúlyban nem lévő, rezorbeált amfibol és/vagy atoll szerkezetű gránátszemcséket (2. ábra, b). Ezek

I. táblázat. A használt ásványrövidítések WHITNEY & EVANS (2010) alapján

Table I. Mineral abbreviations after WHITNEY & EVANS (2010)

Ásvány	Rövidítés	Ásvány	Rövidítés	Ásvány	Rövidítés
albit	Ab	hornblende	Hbl	muszkovit	Ms
amfibol	Amp	ilmenit	Ilm	pirit	Py
biotit	Bt	K-földpát	Kfs	plagioklász	Pl
cordierit	Crd	kalcit	Cal	rutil	Rt
dolomit	Do	karbonát	Cb	sillimanit	Sil
epidot	Ep	kianit	Ky	spinell	Spl
fengit	Ph	klinopiroxén	Cpx	szericit	Ser
földpát	Fsp	klinozoizit	Czo	szerpentin	Srp
grafit	Gr	klorit	Chl	titanit	Spn
gránát	Grt	korund	Crn		
hercinit	Hc	kvarc	Qz		



2. ábra. A Jánoshalma terület jellemző kőzettípusai. a) az ortogneisz jellemző szöveti megjelenése (+N), b) rezorbeált gránát xenokristály ortogneiszben (1N), c) az eklogit xenolit makroszkópos képe, d) Spl+Pl±Crn korona az eklogit kianit szemcséje körül (SEM-BSE)

Figure 2. Characteristic metamorphic lithologies of the Jánoshalma basement area. a) typical texture of the orthogneiss (XPL), b) resorbed garnet xenocryst in orthogneiss (PPL), c) macroscopic image of an eclogite xenolith, d) Spl+Pl±Crn corona around a kyanite grain of the eclogite (SEM-BSE)

megjelenésük alapján akár a metamorf fejlődés korábbi állomásainak reliktumaként megőrződött, prekinematikus szemcsék is lehetnének, de mivel összetételük idegen a kőzet kémiai rendszerétől, xenokristályoknak minősítjük őket. A gneisz S1 foliációt helyenként milonitos S2 foliáció írja felül, jól fejlett S/C szerkezetek, muszkovit anyagú csillámhalak megjelenése mellett.

Az amfibol és gránát xenokristályokat tartalmazó ortogneisz mellett néhány amfibolit és eklogit anyagú fűrómagot is felszínre hoztak a fűrészek. A Hbl+Pl összetételű amfibolitminták intenzíven átalakultak, kapcsolatuk az ortogneisszel nem ismert. Rendkívül szerencsés ugyanakkor a Jh-Ú-16 fűrés által feltárt eklogitminta (2. ábra, c), hiszen esetében egyértelműen tanulmányozható, amint az eklogit szerkezeti határ nélkül, folyamatosan megy át ortogneiszbe, a határon Grt és Cpx xenokristály-tartalmú ortogneisz megjelenésével. A xenokristályok mennyisége a mintegy 3–5 cm széles átmeneti zónában a gneisz irányában folyamatosan csökken. Mindezek alapján az eklogit az ortogneisz (és feltehetően már az eredeti granitoid) által bezárt xenolitiként értelmezhető. Az eredeti nagy nyomású kőzetben számos eredeti ásványszemcsé őrződött meg, ami lehetővé teszi metamorf fejlődésének rekonstrukcióját. A jánoshalmi eklogit az eredeti nagy nyomású (HP) ásványfázisok alapján Grt+Cpx+Ky+Rt+Czo+Ph összetételű volt. Piroxén a kőzet mátrixa mellett a gránát és kianit szemcsék zárányaiként is előfordul (2. ábra, d). Intenzív retrográd átalakulás, hidratáció és

karbonátosodás eredményeként a mátrix mindazonáltal túlnyomórészt Amp+Pl±Cal anyagú, finomszemcsés szimplektitból áll, és hasonlóan mikroszövetű Spl+Pl±Crn korona övezi a kianit porfiroblasztokat is (2. ábra, d).

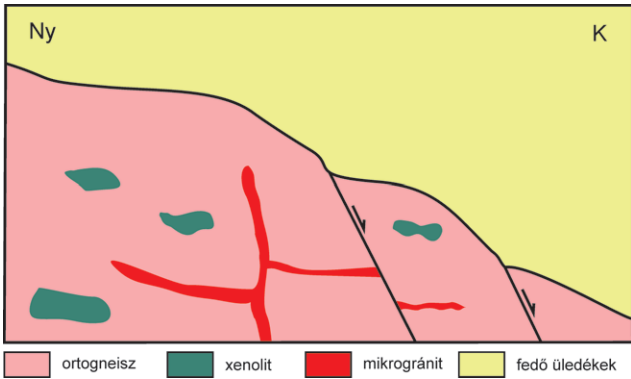
Az ortogneisz számos fűrásban ekvigranuláris szövetű, Qz+Fp összetételű, lényegében csillámmentes, nem deformált mikrogránit telérek metszik át.

Az ortogneisz teljes kémiai összetétele alapján számolt DOMINO modell szerint a kiindulási granitoidból ortogneisz a metamorf fejlődés retrográd ágán keletkezett. Az M1 paragenézis kialakulásának körülményeire  $T = 700\text{--}850\text{ °C}$  és  $P < 6,5\text{ kbar}$  becsülhető. Feltételezhetően ezek a viszonyok a protolitot adó granitoid kőzet kristályosodási viszonyaira vonatkoznak. Az M2 ásványtársaság a hőmérséklet csökkenése

mentén,  $T \sim 530\text{--}580\text{ °C}$  körül keletkezett. Nyomásérzékeny fázis hiányában  $P$  értéke nem becsülhető.

Az amfibolit xenolitok evolúciója a kőzet bontottsága miatt nem modellezhető. Az eklogit esetében a teljes kőzetre számított DOMINO modell alapján  $680\text{--}900\text{ °C}$  és  $20\text{--}27\text{ kbar}$  között stabil a kőzetre jellemző HP ásványtársaság (Cpx+Grt+Ph+Ky+Czo+Rt). A Fe–Mg ioncserén alapuló klinopiroxén-gránát termométerek közül POWELL (1985) módszerét használtuk, mert az egyes fázisok összetétele (pl. a gránát grosszulártartalma) ennek feltételeit teljesíti maradéktalanul. A gránát zárányaként megjelenő Cpx1 és a bezáró gránát esetén  $710 \pm 10\text{ °C}$ ,  $725 \pm 20\text{ °C}$ ;  $765 \pm 20\text{ °C}$  bezáródáskori hőmérsékleteket számoltunk, míg WATERS & MARTIN (1993) Cpx–Ph–Grt geobarométere  $26,2\text{ kbar}$  nyomást jelez, pontosítva a fenti paragenézis modell eredményét. A mátrix klinopiroxént lényegében diopszid és hedenbergit alkotja, sugallva, hogy a kőzet szöveti alkotói-ban az eredeti HP összetétele nem őrződött meg. Az alapanyagban található fengit Si-tartalma alapján (MASSONE & SCHREYER 1987)  $P = 14,4 \pm 0,5\text{ kbar}$  becsülhető, ami, hasonlóan a kianit szegélyén található korund+plagioklász és spinel+plagioklász szimplektitek alapján modellezhető  $P$ – $T$  értékekhez, dekompresszió közbeni állapotokra utal.

Összefoglalóan, a Jánoshalma-dóm egy egységes ortogneisz blokk, amelynek egyik fő jellemzője a különböző kőzettípusú és metamorf fejlődéstörténetű, metabázikus kemizmusú xenolitok és xenokristályok jelenléte (3. ábra).



3. ábra. A Jánoshalma terület idealizált felépítése kőzettani adatok alapján  
 Figure 3. Idealized structure of the Jánoshalma basement area based on petrological data

### Kiskunhalas–ÉK–Tázlár

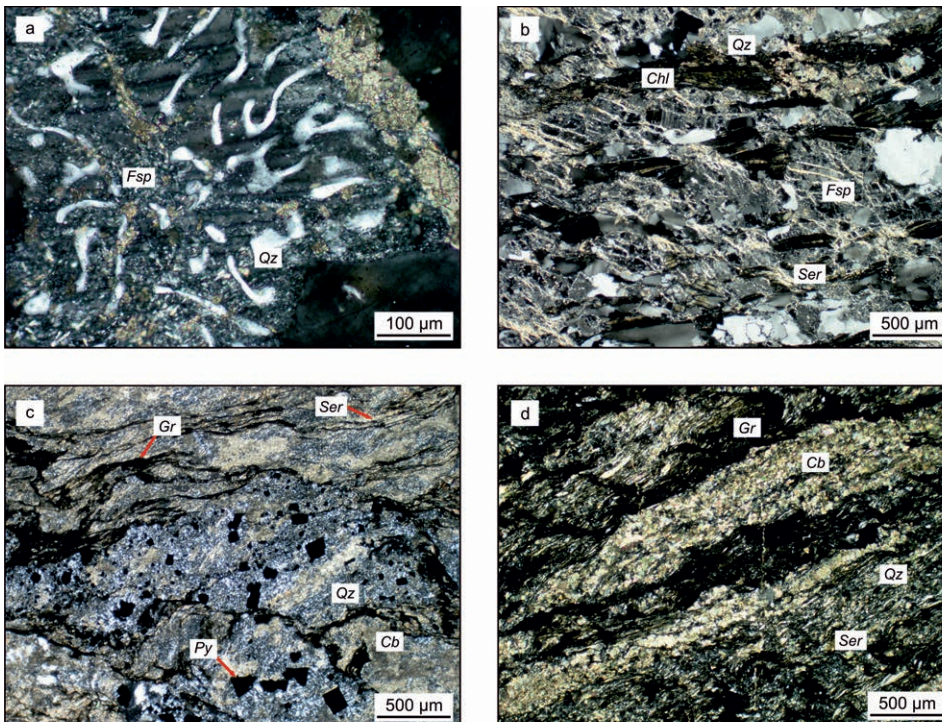
A Kiskunhalas–ÉK kutatási területen (FISER-NAGY & M. TÓTH 2012; FISER-NAGY et al. 2013, 2014; FISER-NAGY 2013) négy fő kőzettípust különítettünk el, melyek a kutakban tapasztalt szomszédsági és mélységviszonyok alapján az ideális kőzetoszlopban alulról felfelé a következők: ortogneisz, ortogneisz milonit, grafitos gneisz milonit és grafitos karbonátfillit. A legelső ismert szerkezeti helyzetben lévő ortogneisztest minden szöveti tulajdonságában megegyezik a Jánoshalma területen részletezettel (4. ábra, a). Tartalmaz

amfibol xenokristályokat, valamint több amfibolit xenolitot. Egyéb kőzetzárványt (pl. eklogitot) nem tártak fel a fúrások. A szomszédos területhez hasonlóan az ortogneisztestet csillámmentes granitoidtelérek metszik át.

Az ásványos összetétel és a jellegzetes, relikv intruzív magmás szövet jelenléte alapján ez az ortogneisz alkotja a milonitzóna alsó részén az ortogneisz milonit protolitját. A milonitra számos minta alapján jellemző szöveti bélyeg az S/C szerkezet, melyen belül az S síkokat biotit utáni kloritkötegek alkotják, míg a C síkokon általános a szericit megjelenése (4. ábra, b). A földpátszemcsék törésesen deformálódnak, általános a mikroboudinage szerkezetű megjelenésük. A fragmentumok közötti nyaki részen szericit, agyagásványok és kalcit megjelenése általános. A földpáttal ellentétben a kvarc- és kalcit szemcsék képlékenyen deformálódtak, aminek eredményeként intenzíven szabdaltságot alakult ki. A muszkovitszemcsék csillámhal-mikroszerkezetet alkotnak. Mindezen mikroszerkezeti bélyegek alapján feltételezhető, hogy a kiindulási ortogneisz retrográd  $P$ – $T$  út mentén, a zöldpala fácies (stabil klorit, szericit, töréses földpát és képlékeny kvarcdeformáció) viszonyai között milonitosodott. Hasonló szöveti jegyeket a Jánoshalma ortogneisz is mutat, de ott összefüggő milonitzóna léte nem igazolható.

A deformációs zónában az ortogneisz milonit mellett egyéb kőzettípus képlékenyen nyírt változata is megjelenik. Ez a kőzettípus (grafitos gneisz milonit) jellemző kőzetalkotó ásványai (grafit, pirit) alapján egyértelműen elkülönül

az ortogneisztől. Nem deformált protolitja a területen ismeretlen, és ásványos összetétele alapján elkülönül a legfelső szerkezeti helyzetben előforduló grafitos karbonátfillitől is, nagy kvarc-, földpát- és szericittartalma alapján (4. ábra, c). E nyírt kőzet esetében a Raman-spektroszkópia alapú szenes anyag termométerrel meghatározott jellemző metamorf hőmérséklet  $T = 410 \pm 45$  °C. Az R2 paraméter szórása igen nagy ( $> 0,1$ ), a teljes zónára vonatkozó eloszlásfüggvény aszimmetrikus jellege, a kis R2 (nagy hőmérséklet) -értékek felé történő ferdeség mellett. Amennyiben az eloszlás ferdeségét a grafit szemcsék deformáltsága, esetleg nem megfelelő mértékű grafitosodás okozta volna, az a kis hőmérsékletek irányában okozna eltolódást. Ezért értelmezésünk szerint a milonitos zóna által mintázott kő-



4. ábra. A Kiskunhalas–ÉK terület jellemző kőzettípusai. a) jellegzetes mirmekites földpátszemcsé ortogneiszben (+N), b) S/C szerkezet ortogneisz milonitban (+N), c) a grafitos gneisz milonit jellemző szöveti megjelenése (+N), d) a grafitos karbonátfillit jellemző szöveti megjelenése (+N)

Figure 4. Characteristic metamorphic lithologies of the Kiskunhalas-NE basement area. a) a typical myrmecitic feldspar grain from the orthogneiss (XPL), b) S/C structure in orthogneiss mylonite (XPL), c) typical texture of the graphite gneiss mylonite (XPL), d) typical texture of the graphite carbonate phyllite (XPL)

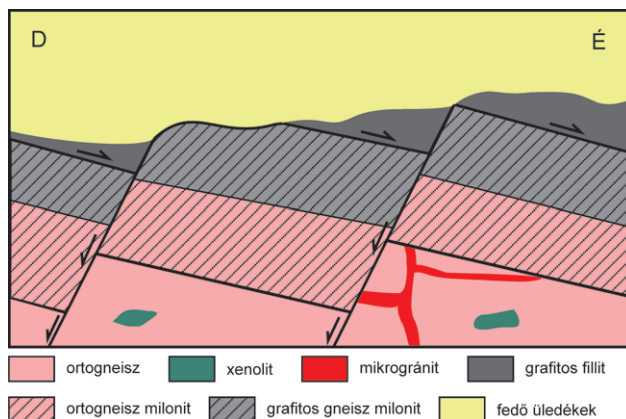
zetek maximális metamorf fokuk tekintetében heterogének, azaz a milonitos nyírási zónában eltérő metamorf állapotú kőzetek fordulnak elő. Bár a jellemző kőzettípusra  $T \sim 410^\circ\text{C}$  adható, néhány kőzetszemcsé ennél jóval nagyobb hőmérsékletet őriz. A grafitos gneisz milonit néven összefoglalt kőzettársaság így feltételezhetően viszonylag széles intervallumot képvisel a litoszférából.

A viszonylag kis kiterjedésű, legfelső szerkezeti helyzetben lévő grafitos karbonátfillit jellegzetes, kaotikusan gyúrt sötét (szenes anyag, pirit, agyagásványok) és világos (karbonát, szericit, kevés kvarc) sávokból áll (4. ábra, d). A szenes anyagon mért hőmérsékletek szóródása jóval kisebb, mint a milonitos változat esetében. Erre a kőzettípusra  $T \sim 375 \pm 15^\circ\text{C}$  maximális metamorf hőmérséklet becsülhető. Az illit kristályossági fok adatainak elemzése alapján ÁRKAI (1991)  $T \sim 300^\circ\text{C}$  csúcs metamorf hőmérsékletet becsült erre a zónára. Értelmezése szerint a grafitos karbonátfillit-zóna exotikus takarót képvisel a területen, s kontaktusa a mélyebb helyzetű, nagyobb fokú metamorf tömeggel szükségképpen tektonikus.

A kőzettest jelentős részét adó milonitos zóna petrológiailag két fő kőzettípusból épül fel. Ezek egységesen olyan szöveti bélyegeket viselnek magukon, melyek arra utalnak, hogy a milonitosodás során mikroléptékben extenziós feszültségtér alakult ki. A csillámhal, a könyvespolc (bookshelf), a mikroboudinage mikroszerkezetek egybehangzóan arra utalnak, hogy a milonitos nyírás inkább extenziós, mint kompressziós feszültségtérben zajlott (PASSCHIER & TROUW 2005). A nyírási zóna mindkét fő litológiai egységére vonatkozóan a kvarc szutúra termométerrel meghatározott deformációs hőmérsékletük azonosan körülbelül  $T \sim 450$  ( $440\text{--}470$ )  $^\circ\text{C}$ -nak adódott.

A rendelkezésre álló karotázs szelvény adatsorok részletes kiértékelése alapján minden egyes fúrás mentén el tudtuk különíteni az ortogneiszt a milonittól, melyben az ellenállás és a sűrűség szelvények játszottak döntő szerepet, illetve a grafitos karbonátfillitet a milonittól (FISER-NAGY et al. 2014). A két kőzettanilag elkülönülő milonitosodott kőzettípus (ortogneisz milonit, grafitos gneisz milonit) a rendelkezésre álló lyukgeofizikai adatok alapján nem elkülöníthető. Ilyen módon a kőzettani információ a vizsgált fúrások mentén kiterjeszhető, a három litológiai egység (ortogneisz, milonitzóna, grafitos karbonátfillit) között a litológiai határok helyzete fúrásenként becsülhető, s ez alapján a teljes területre földtani szelvények szerkeszthetők. Az így kapott földtani szelvényeken a gneisz-milonit határ lapos szögű ( $<5^\circ$ ), északias dőlésű ( $13\text{--}18^\circ$ ) síknak adódik, melyet a nyírási zóna két oldalán felismert kőzettestek szignifikánsan eltérő metamorf fejlődéstörténete, valamint a deformációs zóna extenziós jellege alapján elválasztó vetőként értelmeztünk.

Így, egyetértve ÁRKAI (1991) értékelésével igazoltuk az ortogneisz és a grafitos karbonátfillit zóna közötti határ tektonikus jellegét, bár azt inkább extenziós szerkezetként értelmezzük. Szintén ezt a modellt erősíti, hogy a nyírási zóna dőlési viszonyai nem egyeznek a kréta takarók általános, délies dőlésirányaival. Minden adatot figyelembe véve az eltérő metamorf fejlődésű ortogneisz és a legfelső grafitos kar-



5. ábra. A Kiskunhalas-ÉK terület idealizált felépítése kőzettani és lyukgeofizikai adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 5. Idealized structure of the Jánoshalma basement area based on petrological and well-log data. Each block is named after its basic lithology, orthogneiss, mylonite in general and graphite carbonate phyllite, respectively

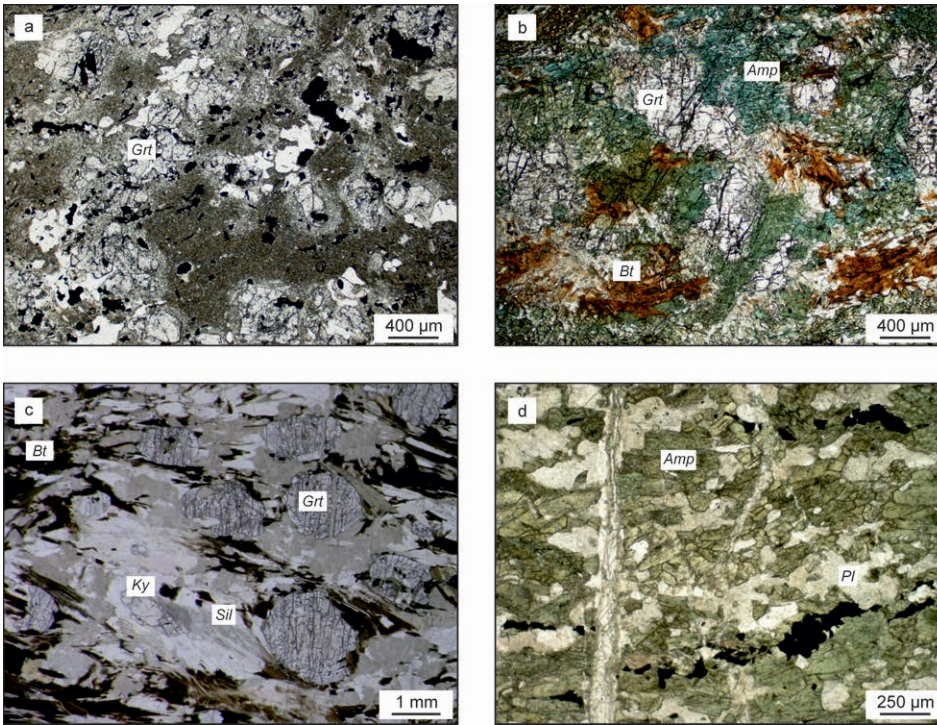
bonátfillit blokk kisszögű normálvető-zóna mentén, a képlekeny litoszférában (átlagos geotermikus viszonyok mellett kb. 15 km-es mélységben) került egymás mellé (5. ábra).

### Szank

A szanki területen feltárt alaphegységi szerkezetről összefoglaló publikáció nem született, az eredményeket diplomamunkák foglalják össze (BENCSEK 2011, AGÓCS 2013, PAPP 2019). A fő kőzettípusok és azok egymáshoz viszonyított térképi elterjedése mindazonáltal ezen munkák alapján is egyértelműen kirajzolódik.

A terület ÉNy-i részén a korábban részletesen bemutatott ortogneisz uralkodik. Szöveti jellemzői mindenben meg egyeznek a Jánoshalmán és Kiskunhalason látottakkal. A kvarc-, földpát-domináns gneisz tömegben általános elterjedtek az amfibolit anyagú xenolitok, A folyamatos átmenetet a gneisz és annak metabázikus kőzetzárványai között több fúrás anyaga is igazolta. A szanki fúrások felszínre hoztak több eklogit anyagú xenolitot is, melyek rekonstruálható nagy nyomású ásványos összetétele lényegében azonos a jánoshalmi eklogitnál bemutatottal;  $\text{Gr}t + \text{Cpx} + \text{Ky} + \text{Rt} + \text{Czo}$  (6. ábra, a). A minták szövete szimplektites, a finomszemcsés  $\text{Amp} + \text{Pl}$  mátrixban nem őrződött meg az eredeti egyensúlyi szövet. Lényeges eltérés a korábban bemutatott eklogitokhoz képest, hogy valamennyi szanki eklogitmintát kvarc és K-földpát anyagú granitoid mikrotelerek járnak át. Ezek mentén a kőzet intenzív utólagos átalakultságot mutat, néhány cm széles zónában általános a K-metaszomatózis hatására történt másodlagos biotit- és K-földpát-keletkezés (6. ábra, b).

A kőzet alapanyagának nagymértékű átalakultsága miatt a nagy nyomású fizikai viszonyok rekonstrukciója a gráná szemcsékben megőrződött zárványok alapján lehetséges. Ezek közül megfelelő méretük miatt elsősorban a kvarczárványok vizsgálhatók; a gyakori kianit- és rutilzárványok termometriai számításokra nem alkalmasak. Nyomásbecslésre a kvarc Raman-spektrumának változásán alapuló



6. ábra. A Szank és a Csólyospálos-K terület jellemző kőzettípusai. a) az eklogit xenolit jellemző szöveti képe (1N), b) K-metaszomatizált zóna eklogitban (1N), c) a polimetamorf gránátos, sillimanitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), d) az amfibolit jellemző szöveti képe (1N)

Figure 6. Characteristic metamorphic lithologies of the Szank and the Csólyospálos-E basement areas. a) typical texture of an eclogite xenolith (PPL), b) K-metasomatized zone in an eclogite xenolith (PPL), c) typical texture of the garnetiferous sillimanite biotite gneiss (PPL), d) typical texture of the amphibolite (PPL)

barométert használtuk (KOHN 2014). Ennek hőmérséklet-függése az eklogit fáciesre jellemző  $T$ -intervallumban elenyésző, ezért a módszer nagyon érzékeny barométer. Hat gránátzsemce közel 50 kvarczáránya alapján konzisztens,  $10,3 \pm 0,01$  kbar bezáródáskori nyomást számoltunk,  $T \sim 700^\circ\text{C}$  feltételezése mellett.

Szankon a fúrások nem tártak fel a Kiskunhalason és Tázlárán jellemző kiskokú kőzetekkel (fillit) analóg fejlődésűnek tekinthető mintákat, ahogy összefüggő milonitizónának sincs nyoma. Az ortogneisszel jellemzett ÉNy-i bloktól DK-felé, gránátos, sillimanitos paragneisz a jellemző litológia. Határa az ortogneisz-zónával nem ismert. Szöveti megjelenése alapján egyértelműen polimetamorf képződés, az M1 metamorf eseményt Grt1+Ky index ásványok és rutil, míg az M2 állapotot Grt2+Sill jellemzi. Mindezek alapján a kőzet normál Barrow-zonáció mentén metamorfizálódott. BENCSIK (2011) az M2 eseményre  $T < 700^\circ\text{C}$  és  $P < 8,5$  kbar fizikai körülményeket modellezett.

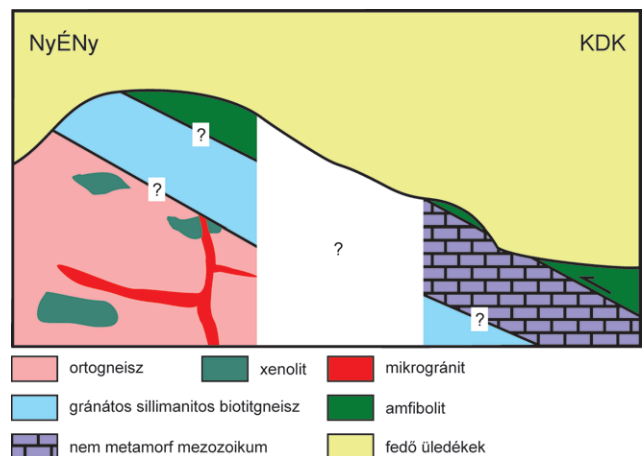
A szanki terület DK-i részén amfibolit és amfibolos biotitgneisz a jellemző kőzettípusok, kevés biotitgneisz és különböző mészsilikát kőzetek (AGÓCS 2013) előfordulása mellett. Ezek DOMINO modelljeinek egyesítése alapján a zónára  $550\text{--}600^\circ\text{C}$  és  $3,5\text{--}6,5$  kbar metamorf  $P$ - $T$ -ablak adható (BENCSIK 2011). Bár a gránátos, sillimanitos paragneisz és az amfibolitdomináns blokkokra modellezett  $P$ - $T$ -ablakoknak van közös része, az előbbi nagyobb metamorf fokú képződésként értékelhető, ami miatt a két képződés határa feltételezhetően posztmetamorf. Ezzel együtt a határ

jellege egyelőre ismeretlen (7. ábra).

### Csólyospálos-K – Kömpöc

A Csólyospálos környéki metamorf aljzatra (M. TÓTH et al. 2011) összességében a rossz feltártság, kevés fúrás és a nagyon rossz megtartású minták jellemzőek. A fő kőzettípusok szöveti megjelenésük alapján így is rekonstruálhatók, ami kiemelten fontos a regionális kép kialakítása szempontjából. A területen két fő metamorf kőzettípus tanulmányozható, a gránátos, sillimanitos paragneisz és az amfibolit/amfibolos biotitgneisz. A kőzetek minden petrográfiai jellemzője azonosnak tekinthető a Szank DK-i területén látottakkal. A gránátos, sillimanitos paragneisz polimetamorf, az M1 ásványtársaságban Grt1+Ky, az S2 foliáció-

hoz kapcsolódó M2 paragenézisben Grt2+Sill+Ilm±Gr összetétellel (6. ábra, c). A gránátban azonosítható S1 prekinematikus zárványsorokban általános a rutil megjelenése. Mindezek alapján a kőzet fejlődése normál Barrow-féle  $P$ - $T$ -úttal jellemezhető. A számottevő késői átalakulás miatt termobarometriai számításra a kőzet leginkább ellenálló ásványa, a grafit alkalmas. Raman-spektrum alapú grafit termometria alapján az M2 eseményre számítható hőmérséklet



7. ábra. A Szank és a Csólyospálos-K terület idealizált felépítése kőzettani adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 7. Idealized structure of the Szank and the Csólyospálos-E basement areas based on petrological data. Each block is named after its basic lithology, orthogneiss, garnetiferous sillimanite biotite gneiss, and amphibolite

$T_{max} \sim 630$  °C, ami beleesik a sillimanit stabilitási tartományába. Ez alapján a gránátos, sillimanitos paragneisz bizonyosan nem azonosítható a Kiskunhalas-ÉK területen jellemző, hasonlóan grafittartalmú, kisfokú metamorf képződményekkel, melyeknek viszont a csólyospálosi területen nincs nyoma.

Néhány magszakasz képviseli az amfibolit (Csó-K-3, Köm-4) és az amfibolos biotitgneisz (Csó-K-4, Köm-5) közettípust (6. ábra, d). Ezen metabázikus kőzetek ásványos összetétele azonos a Szankon látottakkal, ugyanakkor intenzíven átalakultak, rajtuk nem lehetséges termobarometriai számítást végezni.

Az aljzati minták többsége intenzíven deformált; a gránátos, sillimanitos paragneiszben korai milonitos deformációt felülíró töréses deformáció a jellemző. A gneisz kataklázit és vetőbreccsa anyagú minták klasztjainak anyaga paragneisz milonit azt sugallva, hogy a töréses alakváltozás ugyanazon nyírási zónák mentén képlékeny deformációt írt felül. A kőzetoszlopban gyakori a perm homokkő és a különböző mezozoos (triász, jura, BÉRCZINÉ MAKK 1998; ÁRKAI et al. 2000) karbonátos kőzetek megjelenése, gyakran az amfibolit, amfibolos biotitgneisz alatt. A Köm-5 fúrás esetén triász és jura képződmények alkotják az amfibolos biotitgneisz fekvését, melyek alatt a fúrás nem ért el más metamorf képződményeket. Más esetekben (Csó-K-3) dolomitbreccsa választja el az amfibolitot a gránátos, sillimanitos paragneisz szakasztól. Mindezek alapján ismeretlen szerkezeti helyzetű egységként írhatjuk le az amfibollal, amfibolos biotitgneisszel jellemezhető blokkot, mely bizonyosan posztmetamorf mozgások eredményeként került jelenlegi helyére. A gránátos, sillimanitos paragneiszből álló metamorf aljzat és a dominánsan amfibolit anyagú „pikkely” (?) között helyenként kb. 500 m mélységtérítés is előfordul.

Bár a roszs feltártság és a minták roszs állapota miatt a szerkezet a kőzettani információ alapján részletesebben nem rekonstruálható, a Csólyospálos–Kömpöc terület felépítése sok szempontból azonosítható a szanki terület felépítésével. Mindkét területen gránátos, sillimanitos paragneisz és magasabb szerkezeti helyzetben amfibolit a jellemző kőzettípusok. Míg Csólyospáloson igazolt a két képződmény közötti szerkezeti (mezozoos, posztmezozoos?) szerkezeti határ léte, Szankon ez a határ, a két képződmény eltérő metamorf fejlődése miatt, csak feltételezhető (7. ábra).

### Szeghalom

Valamennyi aljzati mintaterület közül a legtöbb vizsgálat a Szeghalom-hát területén történt (M. TÓTH et al. 2000, 2003, 2008; SCHUBERT et al. 2007; BALOGH et al. 2009; MOLNÁR et al. 2015; M. TÓTH & SCHUBERT 2018). Ennek fő oka az, hogy itt mélyült a legtöbb aljzati elérő fúrás, melyek közül négy több tíz méteren keresztül maggal tárta fel az aljzati képződményeket.

A területen három fő litológiai típus azonosítható, melyek relatív helyzete több fúrás alapján meghatározható. Legelső szerkezeti helyzetben a korábbiakkal mind ásványos összetételében, mind mikroszöveti megjelenésében

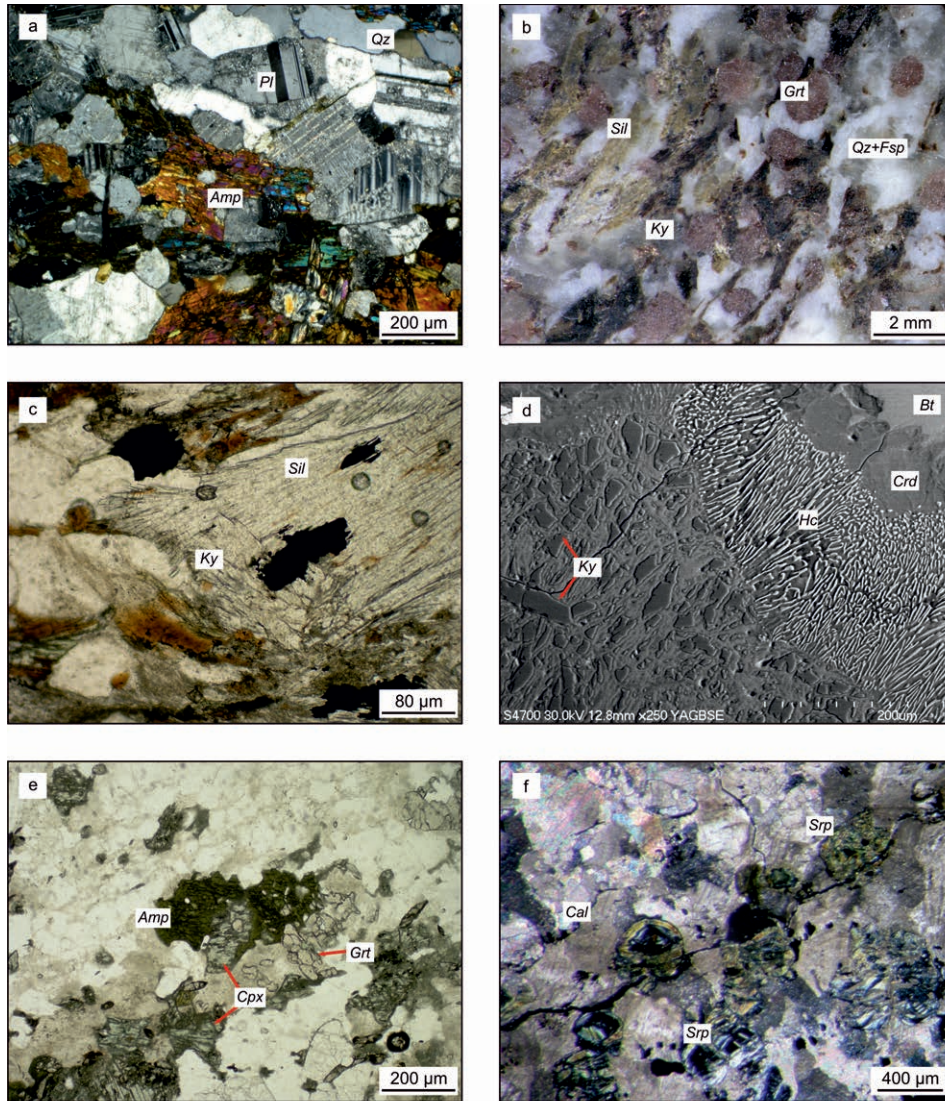
rendkívül hasonló ortogneisz található. Hasonlóan a fent bemutatott területek ortogneiszéhez, itt is jellemző a különböző xenokristályok (amfibol, gránát) és xenolitok előfordulása (8. ábra, a). Ez utóbbiak legnagyobb része az általánosan megjelenő amfibolit és gránátos amfibolit, de néhány eklogitminták is előfordul. Egyetlen fúrásban (Szh-15) mindezek mellett felzikus granulit anyagú xenolit is megjelent (8. ábra, b). Az ortogneisz zöldpala fáciesű milonitos átalakulása szintén jellemző, az egykori képlékeny nyírási zóna menti kőzetátalakulás több fúrás anyaga esetében követhető. A milonit mikroszöveti jellemzői azonosak a korábban bemutatottakkal.

A végig maggal mélyített fúrások tanúsága szerint széles, kataklázos nyírási zóna mentén az ortogneisz blokk fölött a területen egységesen gránátos, sillimanitos paragneisz következik, mely szöveti jellemzői alapján hasonló a Szank és Csólyospálos területen bemutatott, analóg kőzettípushoz. Itt is jellemző a polimetamorf jelleg M1 Grt1+Ky és M2 Grt2+Sil index ásványokkal (8. ábra, c). Az index ásványok sorozata, valamint az M1 gránátok rutilzárványai Szeghalmon is normál, Barrow-típusú metamorf evolúcióra utalnak. Legfelső szerkezeti helyzetben (szintén kataklázittal jellemezett nyírási zóna mentén) amfibolit és amfibolos biotitgneisz következik. E két kőzettípus (hasonlóan a Szankon és Csólyospáloson bemutatott esethez) felváltva jellemzi a legfelső szerkezeti zónát. Az amfibolitok a kőzetalkotó Hbl+Pl mellett rendszerint tartalmaznak epidotot, ilmenitet és esetenként apró gránát szemcséket is. Ellenkéntben a Szankon megfigyelttel, Szeghalmon mészsilikát kőzeteket nem találunk a legfelső szerkezeti blokkban.

A nagyszámú fúrás és az ezekben rendelkezésre álló lyukgeofizikai szelvények kiértékelése alapján a három kőzetblokkot elválasztó kataklázit zónák térbeli helyzetét elemelte MOLNÁR et al. (2015). Eredményeik alapján az egyes fúrásokban azonosítható nyírási zónák DK-i irányban kb. 11°-kal dőlő síkokat definiálnak, melyeket erre közel merőleges irányú normál vetők szabdalnak blokkokra. A lapos szögű szerkezeti elemeket, valamint az azokat elvető normál vetőket szeizmikus szelvények értelmezésével M. TÓTH et al. (2008) is kimutatták.

A három szerkezeti egység kőzetein végzett termobarometriai vizsgálatok eredménye az alábbiakban foglalható össze. Az ortogneisz átalakulása 9 db, muszkovittartalmú gneiszminta DOMINO modellje alapján 500–600 °C, < 8 kbar. Ezt a hőmérsékletet alátámasztja az irányított szemcséken mért Ti-a-biotitban (HENRY et al. 2005) termometriai számolás eredménye is, mely nagyszámú szemcse alapján  $T = 550\text{--}620$  °C. Ugyanezen biotitszemcsék magas Ti-tartalmú magjai esetében a keletkezési hőmérséklet  $T > 700$  °C-ra becsülhető, igazolva azok magmás eredetét. Az alkáli és plagioklász földpátok közös szemcsehatárán történt rekrisztallizáció eredményeként a metamorfózis viszonyai között ezek a fázisok is egyensúlyba jutottak. A szemcseperemi összetételek alapján történt termometriai becslés  $T \sim 600$  °C-ot eredményez  $P < 5$  kbar feltételezése mellett.

A szeghalmi ortogneisz jó feltártsági viszonyai miatt számos xenokristály és xenolit elemzésével azok metamorf



**8. ábra.** A Szeghalom és a Mezősas–Furta terület jellemző kőzettípusai. a) amfibol xenokristályok ortogneiszben (+N), b) a felzikus granulit xenolit makroszkópos képe, c) a gránátos, sillimanitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), d) Crd+Spl tartalmú korona a granulit kyanit- és biotit szemcséje határán (SEM-BSE), e) Amp, Cpx és Grt xenokristályok ortogneiszben (1N), d) olivin utáni szerpentin pseudomorfózák forsterites márvány xenolithban (1N)

**Figure 8.** Characteristic metamorphic lithologies of the Szeghalom and the Mezősas–Furta basement areas. a) amphibole xenocryst in orthogneiss (XPL), b) macroscopic image of the felsic granulite xenolith, c) typical texture of the garnetiferous sillimanite biotite gneiss (PPL), d) Crd+Spl corona at the contact of kyanite and biotite grains of the granulite xenolith (SEM-BSE), e) Amp, Cpx and Grt xenocrysts in orthogneiss (PPL), f) serpentine pseudomorphs mimicking previous olivine grains in a forsterite marble xenolith (PPL)

fejlődése is részletesen tanulmányozható. Számos mintában vizsgálva a gránát xenokristályok kémiai összetétele széles intervallumon belül változik, azt sugallva, hogy azok nagyon különböző metamorfotokat reprezentálnak. Akár ugyanazon mintán belül is találunk eltérő, metabázikus és metapelites összetételű kőzetre utaló gránát szemcséket is. Ezen gránátok termobarometriai számításra nem alkalmasak, hiszen – feltételezhetően – idegen szemcséként kerültek az ortogneisz anyagába, s annak ásványaival a későbbi metamorf fejlődés során sem jutottak egyensúlyba. A vizsgált amfibol xenokristályok pereme ugyanakkor átkristályosodott a metamorf viszonyok között, s mindegyikük hasonló zonációt mutat. Ez alapján GERYA et al. (1997) termobaromet

méterét használva  $T \sim 660\text{--}680\text{ }^{\circ}\text{C} \rightarrow 580\text{--}620\text{ }^{\circ}\text{C}$  hőmérséklet és  $P \sim 3,0\text{--}4,5\text{ kbar} \rightarrow 2,0\text{--}3,5\text{ kbar}$  nyomásváltozási trend általánosítható. Azaz a nagyobb  $P\text{--}T$ -n keletkezett amfibol xenokristályok peremei a befoglaló ortogneiszhez hasonló fizikai körülmények között alakultak át és jutottak egyensúlyba.

A részletesen vizsgált xenolitok korai metamorf fejlődése, különösen a nyomás vonatkozásában, számottevően eltér egymásétól. A vizsgált gránátos amfibolitokban a gránát-amfibol-plagioklász paragenézis  $\sim 620\text{ }^{\circ}\text{C}$  keletkezési hőmérsékletet (GRAHAM & POWELL 1984) és  $\sim 7,5\text{--}8,2\text{ kbar}$  nyomást sugall (KOHN & SPEAR 1991). A vizsgált eklogit xenolitok esetében átlagosan  $T(P_{max}) \sim 800\text{ }^{\circ}\text{C}$  és  $P_{max} \sim 15\text{ kbar}$

maximális metamorf állapot adható. Mindezen kőzetzárványok esetében kimutatható a késői metamorf felülbélyegzés  $T \sim 600$  °C és  $P < 3,0$  kbar, azaz az ortogneisz átkristályosodásával megegyező körülmények között.

Az egyetlen granulit xenolitot a  $Qz+Pl+Kfs+Bt+Grt+Ky+Rt$  M2 paragenezis jellemzi. A részben hasonló (+Ph), korábbi állapotot őrző M1 metamorf ásványtársaság a gránátzemcsék zárványaiként őrződött meg. Az M3 esemény során nagy méretű, irányított sillimanitkötegek és biotitlécek keletkeztek; a kianit körül kordierit ( $\pm$ spinell) tartalmú komplex korona mikroszövetek fejlődtek ki (8. ábra, d). A granulit xenolit és a befoglaló ortogneisz kontaktusa jól tanulmányozható a fúrómagon, ami bizonyosan nem tektonikus, mivel az M3 biotit és az ortogneisz metamorf eredetűnek minősíthető biotitzemcséinek irányítotttsága megegyezik. A granulit maximális fokú metamorf átalakulása fengitzárvány és gránátmag összetételének adatai alapján  $T \sim 820\text{--}850$  °C (GREEN & HELLMAN 1982),  $P \sim 13$  kbar mellett (Si-a-fengitben barométer, MASSONE & SCHREYER 1987). Számottevő hűlés és dekompreszió után a kianitot körülvevő korona minden formájában kis nyomáson történt felfűtés eredményeként jött létre  $T = 650 \pm 10$  °C és  $P = 3,1 \pm 0,1$  kbar viszonyok között. Ezt a hőmérséklet-növekedést az eredeti granitoidolvadéknak a granulit kőzetzárványon okozott izobár kontakt hatásaként értelmezzük.

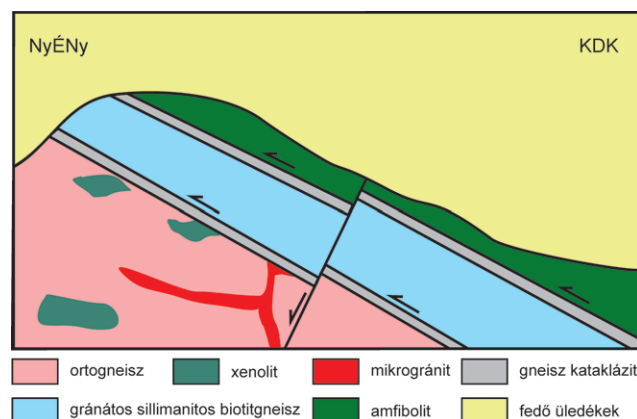
Az ortogneisz milonitos nyírása kvarcszutúra-elemzés alapján kb.  $T \sim 430$  °C-on történt. Ezt az értéket alátámasztja a kőzet szöveti megjelenése is, hiszen a kvarc képlékeny deformációja  $T > 270$  °C, míg a földpát egyidejű töréses viselkedése  $T < 450$  °C hőmérsékletre utal (VOLL 1980, WHITE et al. 1980). Az azonos megjelenésű ortogneisz képlékeny nyírásának becsült hőmérséklete megegyezik a Kiskunhalason meghatározott milonitosodási hőmérséklettel, ami összevethető litoszféra mélységben lejáratott hasonló geodinamikai folyamat eredményére utal. A szeghalmi ortogneiszből szeparált másodlagos muszkoviton mért K–Ar kor  $280 \pm 11$  M év (Sz-É-11). Így az ortogneisznak a metamorfózis retrográd ágán, zöldpala fáciesben történt milonitosodása feltehetően az orogén kora perm exhumációjához köthető.

A szeghalmi gránátos, sillimanitos paragenezis esetén lehetőség volt a teljes metamorf  $P$ – $T$  út rekonstrukciójára (M. TÓTH 2008). Az M1 eseményre a gránátmagok és biotitzárványok  $730\text{--}750$  °C keletkezési hőmérsékletet sugallnak (BHATTACHARYA et al. 1992), míg a GASP barométer (kianit feltételezése mellett) alapján  $P = 7,5\text{--}7,8$  kbar számolható. Ugyanezen módszerek a mátrix paragenezis, a gránát peremi összetétele és sillimanit feltételezése alapján az M2 eseményre  $T \sim 630\text{--}650$  °C és  $P \sim 4\text{--}5$  kbar értékeket becsülnek. A kőzet mátrixában és biotit zárványaként megjelenő monacit U–Pb geokémiai kora  $361,4 \pm 47,6$  M év, míg izotóp kora  $330 \pm 7,1$  M év. A kőzet cirkonzemcséin mért hasadvány nyom kor  $166,5 \pm 14,7$  (BALOGH et al. 2009). Azaz a variszkuszi orogenezis során keletkezett metamorf tömeg feltehetően a Pennini-óceán kinyílásával egyidejű litoszféra-vékonyodás eredményeként került a litoszféra sekély mélységébe.

A legfelső szerkezeti helyzetben lévő amfibolit, amfibolos gneisz egység monometamorf képződmény. Egyensúlyi

amfibol-plagioklász ásványpárok alapján a maximális hőmérsékleten jellemző metamorf állapot körülményeire különböző módszerek hasonló eredményeket adnak. Így  $T = 550\text{--}570$  °C (HOLLAND & BLUNDY 1994),  $T \sim 560$  °C és  $P = 3\text{--}4$  kbar (GERYA et al. 1997), valamint  $T \sim 530$  °C  $P \sim 4$  kbar (PLYUSNINA 1982). A kőzet amfibolszeparátumán mért K–Ar adatok irreálisan fiatal, középső triász kort adnak ( $222,1 \pm 7,9$  M év 7 minta alapján; M. TÓTH 2008). Az amfibol és plagioklász Ar–Ar korszpektrumának legidősebb plató korai mindazonáltal igazolják a variszkuszi metamorfózist ( $293,7 \pm 13,8$ , illetve  $333,3 \pm 14,4$  M év; BALOGH et al. 2009).

Mindezek alapján a teljes Szeghalom területen nyomozható, lapos szögű nyírás zónák által elválasztott három egység metamorf fejlődése számottevően eltér egymástól (9. ábra). Így jelenlegi helyzetükbe posztmetamorf szerkezeti mozgások eredményeként kerültek. Mivel az elválasztó nyí-



9. ábra. A Szeghalom és a Mezősas–Furta terület idealizált felépítése kőzettani és lyukgeofizikai adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 9. Idealized structure of the Szeghalom and the Mezősas–Furta basement areas based on petrological and well-log data. Each block is named after its basic lithology; orthogneiss, garnetiferous sillimanite biotite gneiss, and amphibolite

rési zónák jellemző tektonit kőzettípusa a kataklázit, a nyírás feltehetően a litoszféra felső, töréses zónájában zajlott a metamorf tömeg középső jura kiemelkedését követően. Ez alapján feltételezhető, hogy a kristályos tömegen belüli DK-i dőlésű nyírás síkok az alpi takarórendszer valamely szerkezeti határait alkotják.

### Mezősas–Furta

A két kutatási terület ugyanazon aljzatkiemelkedésen található, Mezősas a központi és déli, míg Furta az észak felé lejtő területen. Kőzettani felépítésük azonos a nyugati szomszéd, Szeghalom területen bemutatottal (M. TÓTH & ZACHAR 2006, BALOGH et al. 2009). Az északi, furta terület kizárólagos kőzettípusa az ortogneisz, míg dél felé a magasabb szerkezeti helyzetű egységek is megjelennek. A furta fúrások által feltárt ortogneisz különlegessége, hogy itt a korábbiaknál is változatosabb xenokristály (8. ábra, e) és xenolit tartalom jellemző (minden egyéb petrográfiai tulaj-



donság azonossága mellett). A korábban látottak mellett Furtán előfordulnak ultrabázikus és mészszilikát összetételű kőzetzárványok is. Ez utóbbiakban az egykori olivinkristályok lizardit anyagú pszeudomorfózái (8. ábra, f) utalnak a korábbi forsterites márvány jelenlétére (M. TÓTH & SCHUBERT 2018). Metakarbonát rendszerben olivin keletkezésére rendszerint nagy hőmérsékletre és kis CO<sub>2</sub> fugacitáshoz (nyílt rendszerhez), s így kontakt metamorf viszonyokhoz kapcsolódik. Így a forsterites márványxenolit protolitja, hasonlóan a többi kőzetzárványhoz, az eredeti granitoid magmába került idegen kőzettest lehetett, s kezdetben annak hőhatására kontakt metamorfózist szenvedett, majd regionális metamorf körülmények között tovább fejlődött a gránit ortogneisszé alakulása folyamán.

A főleg a mezőségi fúrások által feltárt felső szerkezeti egységek, a gránátos, sillimanitos paragneisszel és az amfibolittal jellemzett blokkok minden tulajdonsága megegyezik a Szeghalom területen látottakkal.

### Dorozsma

A Dorozsma kutatási területen mélyült fúrások petrográfiai feldolgozásának eredményeként (LELKES-FELVÁRI et al. 2005, M. TÓTH 2008, PAPP et al. 2017, M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020) alapvetően három fő kőzettípus (és ezek számos altípusa) azonosítható. Ezek térbeli kapcsolatrendszerét számos fúrás igazolja, de legjobban a végig maggal fúrt Do-54 tárta fel. Legelső szerkezeti helyzetben tömeges amfibolit és kisebb jelentőséggel amfibolos biotitgneisz, kloritos biotitgneisz a jellemző. Az amfibolit összetétele Amp+Pl+Spn±Epi±Chl±Grt±Bt. A biotit rendszerint Mg-klorittal közberétegzett formában jelenik meg (10. ábra, a). A kloritos biotitgneisz esetenként tartalmaz gránátot, de más index ásvány (pl. kianit) nem fordul elő benne. Különös szöveti jellemzője a dinamikusan rekrisztallizálódott földpát-szemcsék statikus rekrisztallizációja, aminek eredményeként nem deformált, poligonális földpátkorona övezi a nagy méretű földpát-klasztokat.

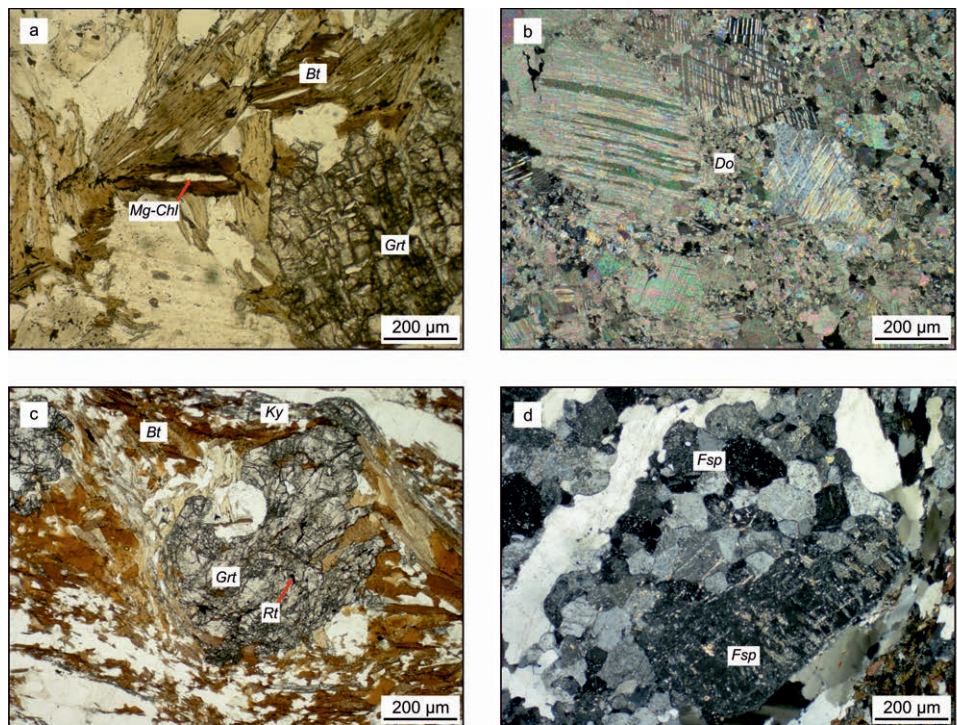
Az amfibolit által meghatározott zóna fölött dolomitmárvány a jellemző kőzettípus, melyet dolomit-, kevés kvarc- és muszkovit -

szemcsék mellett klorit és talk mint maximális fokú metamorf ásványok alkotnak. Bár a dolomitmárványnak különböző mértékben deformált típusai fordulnak elő a területen, ezt a legfeljebb néhány száz tíz méter széles zónát elsősorban dolomitmárvány anyagú kataklázit alkotja (10. ábra, b).

Legfelső szerkezeti helyzetben elsősorban gránátos, kianitos biotitgneisz található. A kőzet polimetamorf megjelenést mutat, a gránát zárvényaiként megjelenő M1 Qz+Pl+Kfs+Bt+Ms+Rt, valamint a kőzet mátrixát alkotó M2 Qz+Pl+Kfs+Bt+Grt+Ky+Ilm ásványtársasággal (10. ábra, c). Az amfibolit zóna kloritos biotitgneiszénél látotthoz hasonlóan ebben a zónában is jellemző a földpát dinamikus, majd statikus rekrisztallizációja (10. ábra, d), azonban a koronát alkotó földpát-szemcsék mérete itt számottevően nagyobb, mint az az alsó zónában jellemző (150–150 szemcse elemzése alapján átlagosan 148, ill. 45 mikron).

Ezt az általános szekvenciát valamennyi aljzatot elért fúrás lyukgeofizikai adatainak litológiai célú értelmezése is alátámasztotta, ami egyúttal lehetőséget adott a kőzettani információ térbeli kiterjesztésére. A három fő kőzetblokk térbeli helyzetének geofizikai alapú meghatározása igazolta, hogy a nyírt dolomitmárvány-zóna átlagosan 36°/18° helyzetű síkot, illetve normálvetőkkel szabdaltsíkokat definiál az amfibolit és a gránátos, kianitos biotitgneisz-zóna között (M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020).

A három kőzettanilag eltérő felépítésű blokk metamorf



**10. ábra.** A Dorozsma terület jellemző kőzettípusai. a) Mg-klorittal közberétegzett biotit a kloritos biotitgneiszben (1N), b) a dolomitmárvány kataklázit jellemző szöveti képe (+N), c) a polimetamorf gránátos, kianitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), d) statikusan rekrisztallizált, burkolt földpát porfiroklaszt gránátos, kianitos biotitgneiszben (+N)

**Figure 10.** Characteristic metamorphic lithologies of the Dorozsma basement area. a) biotite interlayered with Mg-chlorite in chlorite biotite gneiss (PPL), b) typical texture of the dolomite marble cataclasis (XPL), c) typical texture of the polymetamorphic garnetiferous kyanite biotite gneiss (PPL), d) recrystallized mantled feldspar porphyroblast in garnetiferous kyanite biotite gneiss (XPL)

fejlődéstörténete markánsan eltér egymásától. A legfelső zóna metamorf útja DOMINO modellezés alapján  $P_{max} > 6,5$  kbar,  $T(P_{max}) < 650$  °C, majd  $T_{max} > 600$  °C,  $P(T_{max}) < 6,5$  kbar intervallumokkal adott metamorf út mentén zajlott. Ezt a becslést a Ti-a-biotitban termometria (HENRY et al. 2005) eredményei is alátámasztják; a gránát zárványaként megjelenő biotit keletkezésére ~650 °C, míg a mátrix biotitára ~730 °C számítható. A kőzet a hűlő fázisban (a retrográd út mentén), de még a földpát képlékeny deformációjának hőmérsékletén (> 400 °C) milonitosodott. Ennek a milonitos nyírásnak az eredményei a deformált, majd statikusan rekrisztallizált földpátszemcsék, melyek átkristályosodása szemcseméret termométer alapján a kb. 580 °C hőmérsékleten zajlott. Az amfibolittal jellemzett alsó zóna kloritos biotitgneisz tagjai bizonyosan kisebb metamorf fokot értek el, hiszen sem az adott kémiai rendszerben kiváló nyomásindikátor rutil, sem a nagy metamorf fokot jelző kianit nem jelenik meg bennük. A kőzetben található Ti-fázis az ilmenit, ami DOMINO modellezés alapján az adott kémiai összetétel mellett  $P < 6,5$  kbar-on stabil. A kőzetalkotó Mg-gazdag klorit elméleti felső stabilitási határa  $T < 600$  °C (LANARI et al. 2014). Bár az amfibolitokat termobarometriai becslésre nem használtuk, ásványos összetételük (epidot, titanit jelenléte) alátámasztja a kloritos biotitgneiszek alapján becslést, az amfibolit fáciesen belüli viszonylag kis hőmérsékletű  $P$ - $T$ -intervallumot. A földpát szemcseméret termométer alapján a deformált szemcsék statikus rekrisztallizációjának hőmérséklete ~510 °C, számottevően alacsonyabb a felső zónában tapasztaltnál.

Mindkét szomszédos zóna fejlődésétől szignifikánsan eltér a közbülső, dolomitmárvány-zóna metamorf fejlődése. Minthogy a kőzetben a legnagyobb fokú metamorf mészsilikát ásvány a talk, a metamorfózis  $T_{max}$  értéke DOMINO modellezés eredménye alapján nem haladhatta meg a 400 °C-t, feltételezhetően ennél is alacsonyabb volt. A kisméretű metamorf átalakulást támasztja alá a dolomitzemcsék deformációjának jellege is. PAPP et al. (2017) a dolomitmárvány mikroszöveti elemzése során II. és IV. típusú deformáció

dolomit ikresedést azonosítottak (BURKHARD 1993, FERILL et al. 2004 alapján), ami  $T > 250$  °C hőmérsékleten lezajlott deformációra utal. Másrészt a deformált kvarc- és dolomitzemcsék statikus rekrisztallizációjának teljes hiánya  $T < 450$  °C hőmérsékletet bizonyít.

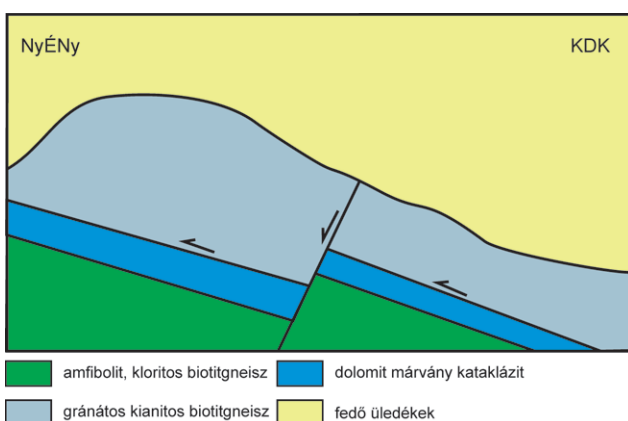
Összefoglalóan, Dorozsmán lapos szögű, töréses deformációs térben kialakult kataklázos nyírás zóna mentén, kisebb metamorf fokú zóna fölött, nagy metamorf fokú blokk található (11. ábra). Erdélyi-középhegységi analógiák alapján (REISER et al. 2017a, b) feltételezhető, hogy a dolomitmárvány kataklázit zóna az alpi takarórendszer valamely, aljzaton belüli takarójának, pikkelyének bázisát alkotja.

### Algyő

Az Algyői magaslaton (HORVÁTH & ÁRKAI 2002, LELKES-FELVÁRI et al. 2005, KONDOR & M. TÓTH 2021) nagyszámú fúrás hatolt a metamorf aljzatba, azonban mindegyik csak sekély mélységben harántolta azt. Ezen a területen a korábban látott lyukgeofizikai alapú litológiai azonosítás lehetősége nem biztosított. Így, bár a kőzettípusok térképi elhelyezkedése tanulmányozható, függőleges kapcsolatrendszerük értelmezésére nincs mód.

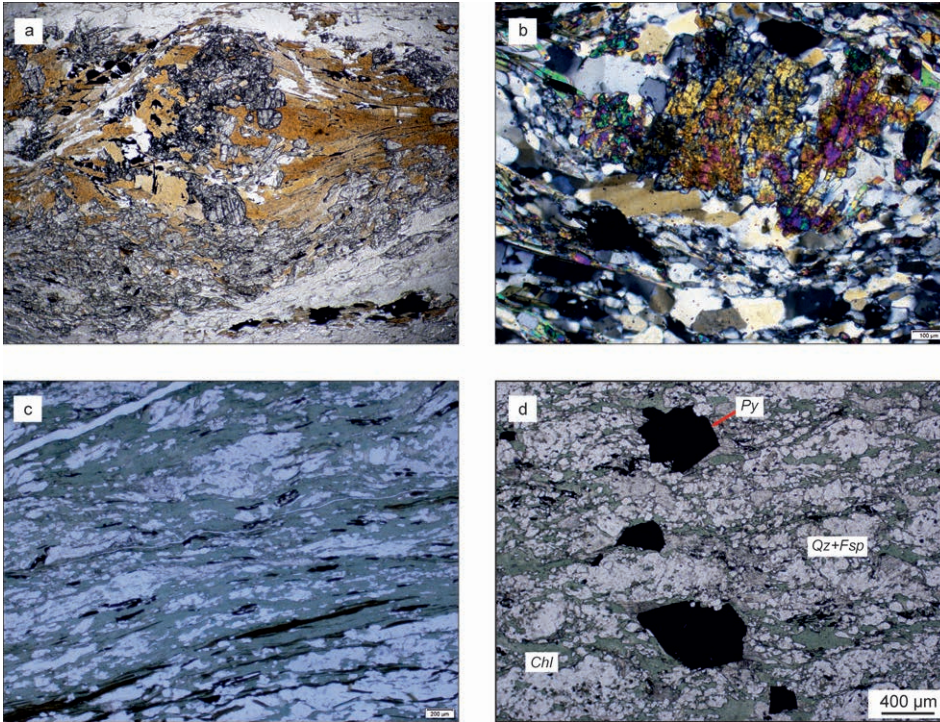
A korábbi leírásokat némileg egyszerűsítve, módosítva, Algyőn öt fő kőzettípus azonosítható, melyek térképileg négy blokkban jelennek meg. A leggyakoribb típus, mely a hát északi és déli területeit alkotja, gránátos, kianitos biotitgneisz (12. ábra, a). Megjelenésében, petrográfiai tulajdonságaiban hasonló a Dorozsmán bemutatott litológiai típushoz. Az M1 metamorf paragenézist szintén gránát és rutil, míg az M2-t gránát, kianit és ilmenit jellemzi. Szintén jellemző a kőzet retrográd úton történt milonitosodása, a földpát képlékeny deformációjával. Ugyanebben a zónában néhány fúrás gránátos amfibolitot tárt fel, melyek minden esetben együtt jelennek meg a biotitgneisszel.

A kristályos hát középső területeit epidotgneisz, kloritpala és zöldpala alkotja, amint erre már a korai elemzések is rámutattak („közbeékelődött kisméretű képződménytömeg” – SZEDERKÉNYI 1984). Az epidotgneisz szöveti megjelenése és geokémiai tulajdonságai alapján ortogneisz. A mintákban általános a mirmekites földpátszemcsék, a polygonális szemcsehalmazok és az idiomorf járulékos ásványszemcsék megjelenése. A nagy méretű epidot és/vagy klinozoit porfiroblasztok elnyíródtak a gneisz foliáció mentén (12. ábra, b). A kloritpalát  $Chl+Qz+Fp+Cal+Epi$  paragenézis jellemzi, a kloritzemcsék peremén helyenként biotit mint a maximális metamorf fokot jelző index ásvány is megjelenik (12. ábra, c). Zöldpalát két fúrás tárt fel; mindkét esetben kloritpalával együtt jelennek meg. Bár nem szoros értelemben a (regionális) metamorf fejlődéshez kapcsolódik, de a felépítés és fejlődéstörténet szempontjából kulcskérdés, hogy a kloritpalaminálisan általános a posztkinematikus szöveti helyzetben megjelenő, szulfidos és esetenként oxidos (pirit, kalkopirit, magnetit) ércásványok, valamint nemérces fázisok (pl. sziderit) hintett, esetleg teléres megjelenése propilites felülbélyegzésre utalva (12. ábra, d).



11. ábra. A Dorozsma terület idealizált felépítése kőzettani és lyukgeofizikai adatok alapján. Az egyes blokkokat a fő felépítő kőzettípus jelöli

Figure 11. Idealized structure of the Dorozsma basement area based on petrological and well-log data. Each block is named after its basic lithology, chlorite gneiss, dolomite marble cataclastite and garnetiferous kyanite biotite gneiss



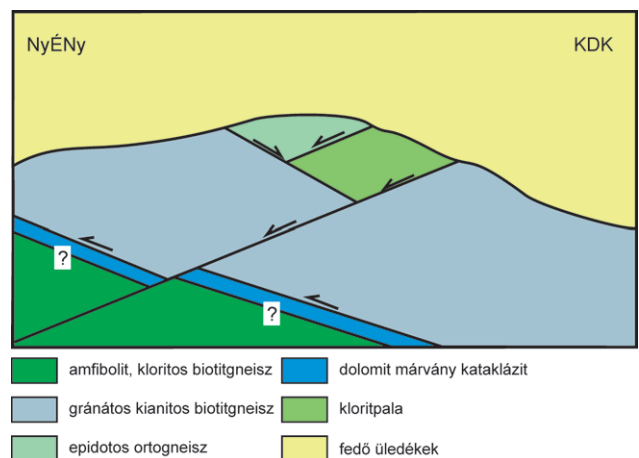
12. ábra. Az Algyó terület jellemző kőzettípusai. a) a gránátos, kianitos biotitgneisz jellemző szöveti képe (1N), b) elnyírt epidot porfiroblasztok epidotos ortogneiszben (+N), c) a kloritpala jellemző szöveti képe (1N), d) poszt-kinematikus piritszemcsék kloritpalában (1N).

Figure 12. Characteristic metamorphic lithologies of the Algyó basement area. a) typical texture of the garnetiferous kyanite biotite gneiss (PPL), b) sheared epidote porphyroblast in epidote orthogneiss (XPL), c) typical texture of the chlorite schist (PPL), d) postkinematic pyrite grains in chlorite schist (PPL)

HORVÁTH & ÁRKAI (2002) termobarometriai számításai szerint a gránátos, kianitos gneiszben az M1 esemény 520–560 °C 8,2–10,1 kbar viszonyok között zajlott, majd a kianit keletkezésével járó M2 eseményt dekompreszióval járó felfűtés eredményezte (570–650 °C, 6,0–9,0 kbar). Az M2 paragenézist alkotó gránát, biotit és kianit kis szemcsemérete alapján TWQ modellezésre alapozva KONDOR & M. TÓTH (2021) felvetik a második metamorf esemény kontakt metasomatikus eredetét is. Eszerint a maximális metamorf fokot jelző kianit progresszív hidratációs reakció ( $Grt+Kfs+H_2O = Qz+Ky+Bt$ ) eredményeként keletkezett. A második metamorf esemény kontakt eredetét HORVÁTH & ÁRKAI (2002) is valószínűsítik. A kőzet korai metamorfózisának kora gránát Sm-Nd adatok alapján  $273 \pm 7$  M év (LELKES-FELVÁRI et al. 2003). A másodlagos muszkovitok Ar–Ar kora (68,4–84,3 M év, BALOGH & PÉCSKAY 2001, 82–95 M év, LELKES-FELVÁRI et al. 2003) alapján egyértelmű a kőzettestet ért alpi felülbélyegzés, ami, egyetértve HORVÁTH & ÁRKAI (2002) értékelésével, feltehetően a kontakt metasomatózis hatását mutatja.

Az epidotos ortogneisz szöveti megjelenése és a TWQ modellezés eredménye alapján zöldpala fáciesben (~400 °C) metamorfizálódott a kiindulási granitoid protolitból. A kőzet diagnosztikus ásványa, az epidot keletkezése a retrográd  $Kfs+Pl+H_2O = Ms+Qz+Czo+Ab$  reakció eredménye lehet (KONDOR & M. TÓTH 2021). A kloritpala szintén kifsokú képződmény, azonban keletkezése a klorit utáni biotit megjelenése alapján egyértelműen progresszív metamorfó-

zishoz köthető. Az epidotos ortogneisz és a kloritpala evolúciója mindezek alapján alapvetően eltér egymástól, hiszen, bár mindkettő kifsokú képződmény, az egyik retrográd, a másik progresszív zöldpala fáciesű metamorfózis eredménye. Eltérő fejlődésüket igazolja a kloritpalát ért intenzív poszt-metamorf propilites felülbélyegzés is, mely az epidotos ortogneisz blokkban teljesen hiányzik, igazolva, hogy a két kőzettest a metasomatikus hatást követő szerkezeti mozgások eredményeként került egymás mellé. Minthogy a régióban meghatározó, a muszkovit korok alapján valószínűsíthetően kréta korú magmás hatók a késő kréta banatit intrúziók, már SZEDERKÉNYI (1984) is ehhez a magmás aktivitáshoz kötötte az algyói kőzeteken azonosítható, különböző jellegű metasomatikus hatásokat. Amennyiben az epidotos ortogneisz és a kloritpala blokkjai között feltételezhető szerkezeti határ ennél fiatalabb, akkor nem zárható ki, hogy az a terület neogén fejlődését meghatározó magkomplexum (POSGAY et al. 1996) szerkezetéhez kapcsolódik (13. ábra). Mindazonáltal a kőzettípusok térképi elrendeződése alapján vázolt vertikális kép megfelelő geofizikai információ hiányában ennél pontosabban nem rekonstruálható.



13. ábra. Az Algyó terület idealizált felépítése kőzettani adatok alapján

Figure 13. Idealized structure of the Dorozsma basement area based on petrological data. Each block is named after its basic lithology, garnetiferous kyanite biotite gneiss, chlorite schist and epidote orthogneiss

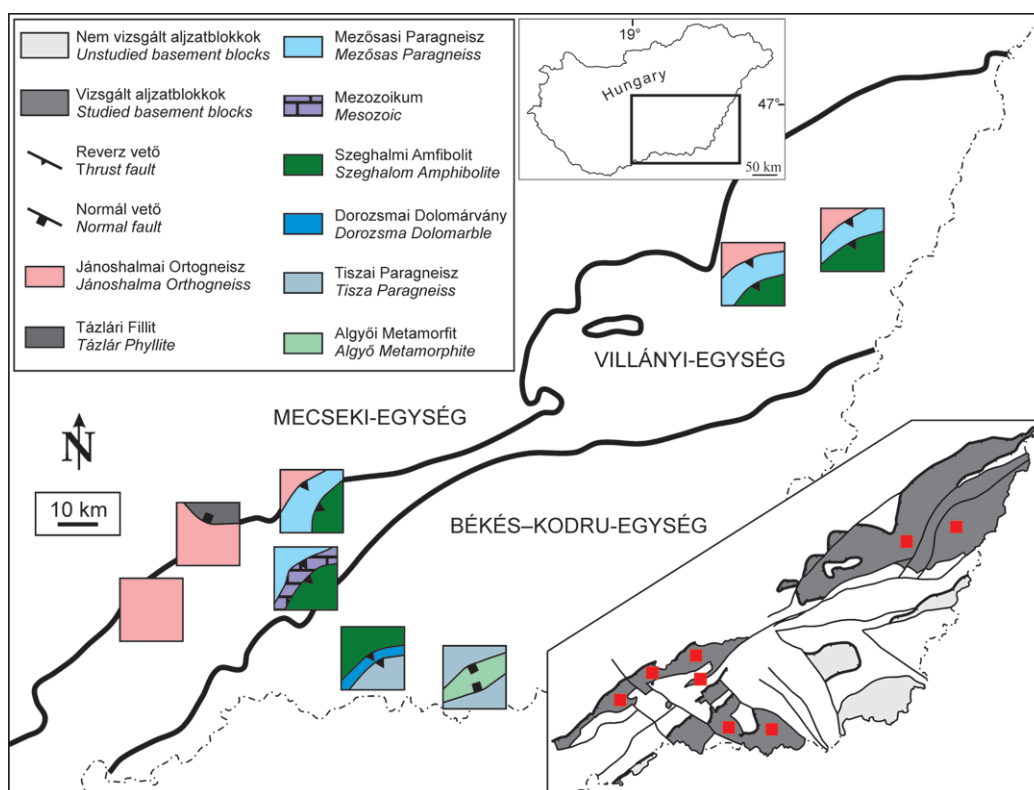
## Értelmezés, következtetések

A Pannon-medence, s így az Alföld fiatal üledékekkel fedett medencealjzatáról alkotott korai elképzelések a geofizikai kutatások eredményeként alapvetően megváltoztak az 1960-as, 70-es években. A korábbi, fél évszázadon keresztül általánosan elfogadott rideg, statikus, „köztes tömeg” modellt folyamatosan bővülő tartalommal egy heterogén felépítésű, dinamikus medencealjzat képe váltotta fel (STEGENA 1964, HORVÁTH 2003). A szénhidrogén-kutatás fejlődésével párhuzamosan egyre bővülő mélyfúrások tevékenység során felszínre hozott aljzati fúrómagok aprólékos kőzettani, mikroszerkezeti és geokronológiai elemzésének eredményeként mára megállapíthatjuk, hogy az Alföld metamorf aljzata kisléptékben, akár néhány 10 km<sup>2</sup> területeket vizsgálva is meglehetősen heterogén mind felépítését, mind fejlődését tekintve. Ugyanakkor a kisléptékben megnyilvánuló változatosság felismerhető mintázatait lehetőséget biztosítanak a rekonstruált egységek nagyobb távolságra történő laterális korrelációjára is (14. ábra).

A fent vázlatosan bemutatott aljzati háttér mindegyikére jellemző az elsősorban vertikális tagolódásukban megnyilvánuló mozaikos felépítés. Igazolható, hogy azokat eltérő kőzettani felépítésű és metamorf fejlődésű kőzetblokkok építik fel, ezért közöttük posztmetamorf szerkezeti zónák azonosíthatók. Az egységek és esetenként az azokat elválasztó szerkezetek petrológiai tulajdonságaik mellett kőzet-

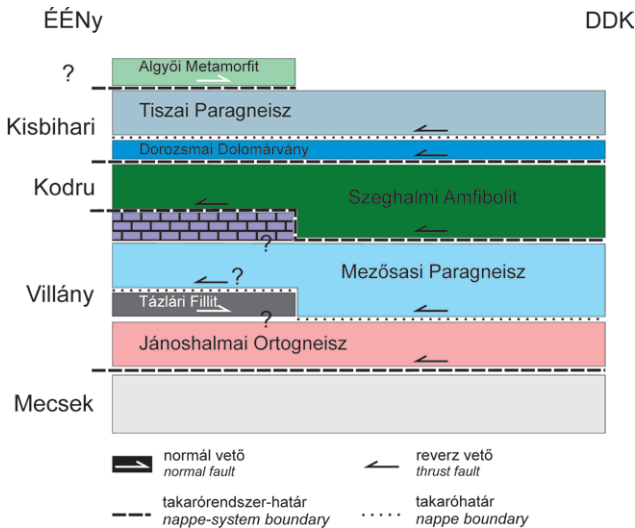
fizikai jellegükben is eltérnek egymástól, így fúrás mentén azonosíthatók, ami lehetővé teszi a pontbeli kőzettani információ kiterjesztését az egy, majd a kettő, végül a három dimenzióba. Ezen bélyegek alapján jellegzetes, kőzettani léptékű szerkezeti mintázatok ismerhetők fel a bemutatott területeken. Ezek a mintázatok azon túl, hogy a lehetőségekhez mérten pontos képet adnak az adott részterület belső szerkezetéről, megfelelő alapot nyújtanak a korábbiaknál megalapozottabb térbeli korrelációs munka elvégzéséhez, s a fő szerkezeti egységek kijelöléséhez. Eredményeink lehetővé teszik, hogy újraértelmezzük, pontosítsuk az Alföld aljzatát felépítő, egymástól eltérő és belső szerkezetükben is rendkívül heterogén fő metamorf egységeket. Ez a kőzettani–szerkezeti rekonstrukció egyúttal a korábbinál biztosabb alapot nyújt az Alföld metamorf aljzatának litosztratigráfiai beosztása során is. Eredményeink alapján a korábban alkalmazott, alapvetően területorientált komplexum-besorolási gyakorlat helyett a megállapított szerkezeti jellegeket is figyelembe vevő, új litosztratigráfiai tagolásra teszünk javaslatot. A litosztratigráfiai egységek elnevezésére, bár szinte minden esetben lényegesen megújult tartalommal, igyekeztünk felhasználni a korábbi nevezéktan fontos elemeit (FÜLÖP 1994).

A Jánoshalmától Mezősas–Furtáig minden vizsgált területen a legelső ismert szerkezeti helyzetben általánosan jellemző ortogneisz zóna (Jánoshalmi Ortogneisz Komplexum, 14., 15. ábra) fejlődéstörténetét ZACHAR & M. TÓTH



14. ábra. Az eltérő fejlődésű metamorf egységek vázlatos térképi megjelenése a részletesen elemzett aljzati mintaterületeken (alaptérkép HAAS et al. 2010, 2014 alapján; v.ö. 1. ábra)

Figure 14. Sketch maps of the metamorphic units with different evolutions in the studied basement areas (base map after HAAS et al. 2010, 2014; c.f. Figure 1)



15. ábra. Az Alföld metamorf aljzatának javasolt litosztratiográfiai egységei a vizsgált területeken. A takaróhatárok definiálása a szomszédos blokkok eltérő metamorf fejlődése alapján történt. A takarórendszerekbe történő besorolás-kor korábbi munkákat és erdélyi-középhegységi analógiákat vettünk figyelembe

Figure 15. Suggested lithostratigraphic units of the metamorphic basement in the Great Hungarian Plain. Nappe fronts are defined based on different metamorphic evolutions of the neighbouring realms. When defining nappe system fronts, we appreciated the previous literature and analogies from the Apuseni Mts

(2004), majd M. Tóth & Schubert (2018) foglalta össze. Mivel az ortogneiszben az összes lelőhelyen megtalálható, különböző eredetű és összetételű xenolit (eklogit, granulit, serpentinit, amfibolit, márvány) és xenokristály típusok metamorf fejlődése szélsőségesen eltér egymástól, korai evolúciójuk nem értelmezhető közös geodinamikai modellben. Másrészt viszont a legtöbb kőzetzárvány esetében igazolható a maximális metamorf fokot követően kisméretű körülmények között (zöldpala fácies) végbement felületnyúlás (16. ábra, a). Mindezek miatt a feltételezett fejlődési modell szerint az egykori granitoidolvadék a retrográd átalakuláson átesett, nagyon különböző kőzeteket tartalmazó összlet(ek)en áthaladva azokból kisebb-nagyobb kőzettesteket xenolitiként hozott magával. Az ezzel szinkron izobár felhűtés ( $T \geq -680$  °C és  $P \sim 3$  kbar) hatása több xenolit típuson igazolható (16. ábra, a). Az ortogneisz mindezek után a granitoidtest metamorfózisával, a hőmérsékleti relaxáció folyamán (560–600 °C és  $\sim 3$  kbar) alakult ki (16. ábra, b). További kiemelkedés (kb. 430 °C) során végbement képlékeny deformáció hatására a kőzettest jellemzően lapos nyírás zónák mentén milonitosodott.

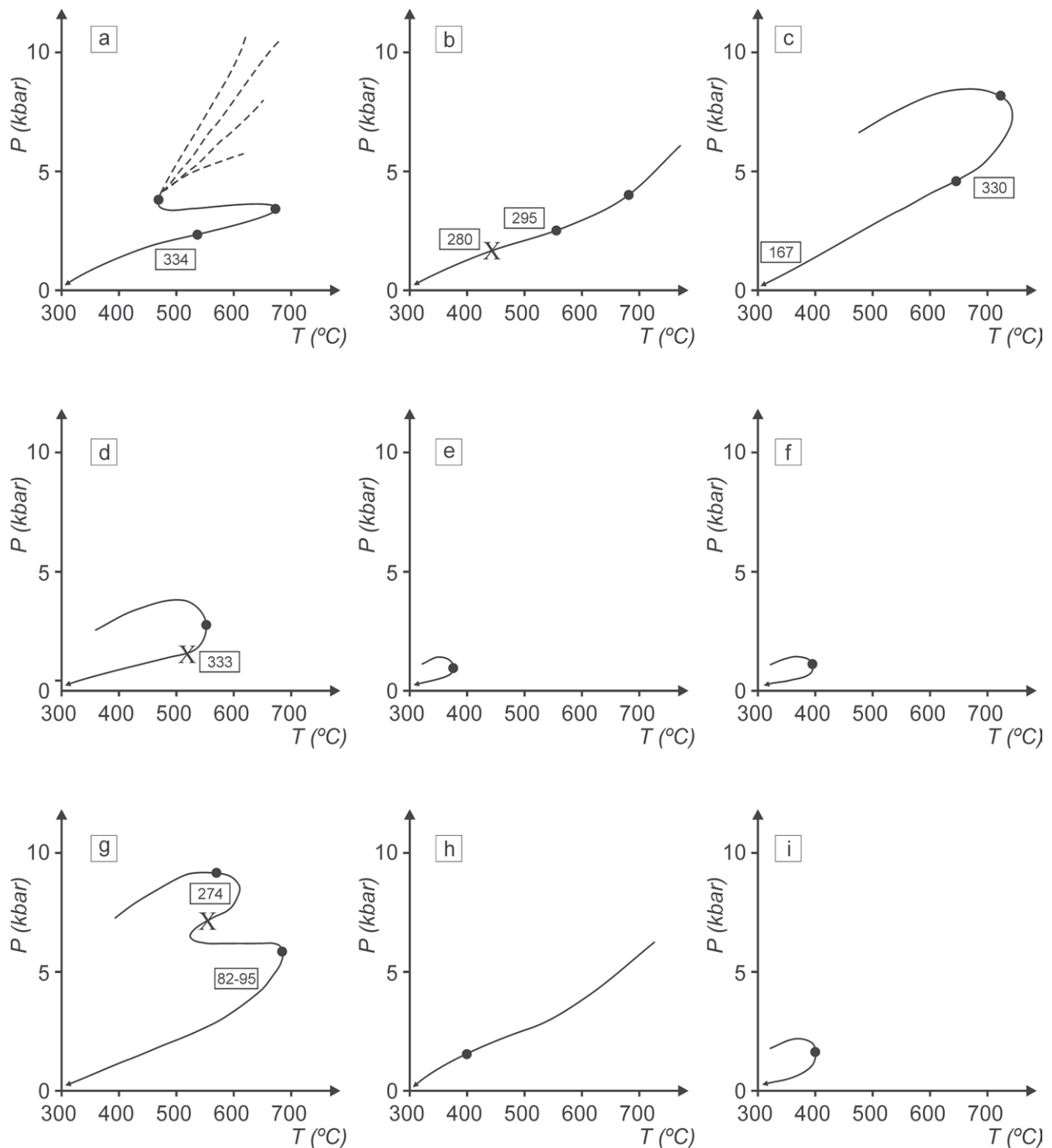
Ezt a fejlődési modellt az ortogneisz koradatai is megerősítik. A legidősebb amfibolit xenolitok amfibol K–Ar kora átlagosan  $334 \pm 13$  M év, míg az ortogneisz biotitszemcséinek és az izotóp-geokronológiai szempontból felülírt amfibol xenokristályoknak az átlagos K–Ar kora  $295 \pm 11$  M év és  $297 \pm 11$  M év, jóval fiatalabb a bezárt kőzetzárványok koránál. A szeghalmi ortogneisz milonit másodlagos muszkovitszemcséin mért Ar–Ar kor  $280 \pm 11$  M év (BALOGH et al. 2009), ami jelzi a a posztorogén exhumáció során történt képlékeny deformáció korát. Minthogy az ortogneisz-zóna

közetei az összes vizsgált területen hasonló viszonyok között, kb. 430 °C-on a retrográd út során milonitosodtak, ezért a koradatok által jelzett perm eseményt regionális jelentőségűnek feltételezzük.

Az ortogneisz-egység fölött, vastag, töréses szerkezeti határ mentén Szanktól kelet felé követhető képződmény a polimetamorf (16. ábra, c) gránátos, sillimanitos biotitgneisz (Mezősasi Paragneisz Komplexum, 14., 15. ábra). Metamorf kora monacit U–Pb adatok alapján variszkuszi ( $330 \pm 7,1$  M év, BALOGH et al. 2009). A kőzetből szeparált cirkonszemcsék hasadványnyom kora középső jura, ami a Pennini-óceán kinyílásához kapcsolódó termális hatásra, s így az egykori litoszféra számottevő kivékonyodására utalhat. Az ortogneisz és a biotitgneisz által jellemzett kőzetblokkok határát alkotó kataklázos nyírás zóna így szükségképpen már ezt követően, a litoszféra sekély helyzetű tartományában, töréses rezsimben keletkezett, hasonlóan a biotitgneisz és a fölötté elhelyezkedő amfibolit blokk (Szeghalmi Amfibolit Komplexum, 14., 15. ábra) szintén kataklázos határához. Lyukgeofizikai alapú kőzetváz-rekonstrukció alapján e térképezhető, töréses eredetű szerkezetek közel délkeleti dőlésű síkokat definiálnak. A paragneisztól eltérő metamorf fejlődésű (16. ábra, d) Szeghalmi Amfibolit alsó kataklázos határának juránál fiatalabb korát szintén bizonyítja a Csólyospálos-K területen az amfibolit megjelenése nem metamorf, triász–jura karbonátos rétegsorok fölött. Mindezek alapján, a Szanktól Mezősas–Furtáig az eltérő metamorf fejlődésű egységeket (és helyenként mezozoos üledékes összleteket) elválasztó töréses szerkezeti zónákat aljzaton belüli alpi takaróhatárokként értelmezzük.

A három alpi metamorf takaró rendszerébe nem illeszkedik a kizárólag Kiskunhalas–Tázlár területen nyomozható, fillittel, mészfyllittel jellemzett önálló szerkezeti egység (Tázlári Fillit Komplexum, 14., 15. ábra). Metamorf fejlődéstörténete egyetlen más képződményével sem rokonítható (16. ábra, e); az alatta elhelyezkedő ortogneisszel feltehetően extenziós feszültségmezőben kialakult, vastag, milonitos zóna mentén érintkezik. Ez a szerkezeti kontaktus a kataklázittal, vetőbreccsával jelzett takaróhatároknál szükségképpen nagyobb hőmérsékleten (mélységben) és eltérő geodinamikai helyzetben alakult ki. A lyukgeofizikai adatok alapján történt kőzetváz-rekonstrukció értelmében a kisméretű képződmények bázisa északi dőlésű, ellentétben az alpi takarók délies dőlésével. Mindezeket, valamint az ortogneisz milonit másodlagos muszkovitszemcséinek perm korát figyelembe véve a Tázlári Fillit az ortogneisz fölött megőrződött variszkuszi takaróroncsként vagy extenziós allochtonként értelmezhető.

Az Alföld DK-i területén részletesen elemzett két részterület felépítésében szintén markánsan különböző fejlődésű metamorf egységek vesznek részt, melyeket szükségképpen posztmetamorf szerkezeti határok választanak el egymástól. A dorozsmai területen a közepes fokú amfibolitra a kisméretű (16. ábra, f) dolomitmárvány kataklázit-zóna (Dorozsmai Dolomárvány Komplexum; 14., 15. ábra) mentén rátolt nagyfokú gránátos, kianitos gneisz egység (Tiszai Paragneisz; 14., 15. ábra) a korábbiakhoz hasonlóan



**16. ábra.** A fő szerkezeti egységek egyszerűsített P-T-d-t evolúciója. Fekete pontok jelzik a termobarometriai számolással igazolt P-T állapotokat, X jelzi a milonitis deformációs események igazolt hőmérsékletét. A számok a különböző geokronológiai mérések eredményeit mutatják (M év). a) xenolitok az ortogneiszben; b) Jánoshalmi Orthogneisz; c) Mezősasi Paragneisz; d) Szeghalmi Amfibolit; e) Tázlári Fillit; f) Dorozsmai Dolomárvány; g) Tisza Paragneisz; h) Algyói Metamorfit (epidotos ortogneisz); i) Algyói Metamorfit (kloritpala)

**Figure 16.** Simplified P-T-d-t evolution of the major structural units. Black dots denote results of the quantitative thermobarometry, X marks justified temperatures of mylonitic deformation events. Numbers show age data in Ma measured using different methods. a) xenoliths in the orthogneiss; b) Jánoshalma Orthogneiss; c) Mezősasi Paragneiss; d) Szeghalmi Amphibolite; e) Tázlári Phyllite; f) Dorozsma Dolomárvány; g) Tisza Paragneiss; h) Algyó Metamorphite (epidote gneiss); i) Algyó Metamorphite (chlorite schist)

takarós felépítést sugall. Ezt alátámasztja a három közzettest petrofizikai adatokon alapuló térbeli kiterjesztésének eredménye is (M. TÓTH & VARGÁNÉ TÓTH 2020).

Felmerül a kérdés, hogy vajon van-e kapcsolat a Dorozs-

mán legelső és a Szanktól kelet felé bemutatott területeken egységesen legfelső szerkezeti helyzetben található, amfibolitokkal jellemzett egységek között. A szanki és (a Dorozsmától nyugatra fekvő) öttömösi fúrások amfibolitmintáinak

számos közettani hasonlóságára már SZEPESHÁZY (1966) és MESZÉNA (1973) is felhívta a figyelmet. A rekonstruálható protolit mindkét területen bázikus vulkanoszediment összetétel lehetett az amfibolit, amfibolos biotitgneisz és biotitgneisz akár kézipéldány léptékben megfigyelhető változása alapján. Az amfibolit mindkét területen mono-metamorf képződmény, nagyon hasonló ásványos összetétellel és analóg maximális metamorf átalakulási körülményekkel (~570 °C, ~4 kbar; 16. ábra, d). Mindezen érvek, valamint az északi amfibolitpászta legdélibb előfordulása (Csólyospálos) és a dorozsmai terület közötti alig 10 km-es távolság alapján lehetséges, hogy a két amfibolitdomináns kőzetblokk ugyanazon szerkezeti egységhez tartozik (Szeghalmi Amfibolit; 14., 15. ábra).

Összevethető ásványos összetételük, metamorf, valamint posztmetamorf fejlődésük alapján (16. ábra, g) a dorozsmai felső egység (Tiszai Paragneisz Komplexum, 14., 15. ábra) azonosítható az algyői szerkezet fő tömegét adó gránátos, kianitos gneisszel. Hasonló közettani, valamint geokronológiai indokok alapján LELKESNÉ FELVÁRI et al. (2005) kiterjesztették ezt az egységet a környező (Forráskút, Üllés stb.) fúrások által feltárt aljzatra is. A kizárólag az algyői magaslat központi területén előforduló, egymással ismeretlen szerkezeti kapcsolatban lévő, különböző fejlődésű kistökű kőzetek (összefoglalóan Algyői Metamorf Komplexum, 14., 15., 16. ábra, h, i) megjelenése mindazonáltal nem értelmezhető a korábbiakkal analóg módon alpi takaróként. Ebben az egységben a takarók kora kréta kialakulásánál feltehetően fiatalabb metasomatikus felülbélyegzés hatása is rekonstruálható, ami nem jellemző a környező gránátos, kianitos gneiszben. Ez igazolja, hogy a Tiszai és az Algyői Komplexum (15. ábra) krétánál fiatalabb szerkezeti mozgások eredményeként kerülhetett egymás mellé (KONDOR & M. TÓTH 2021). Korábbi szeizmikus értelmezések (POSGAY et al. 1996) igazolták, hogy az algyői kristályos hát és az annak nyugati folytatását alkotó kristályos aljzat a Pannon-medence kialakulásával egyidejű metamorf magkomplexum rendszert alkot (TARI et al. 1999). Ez alapján feltételezzük, hogy a kistökű egység határait az algyői szerkezeten belüli kainozoos extenziós szerkezetek alkotják.

Bár jelen dolgozatban nem vizsgáltuk, ismert, hogy a Jánoshalmától Mezősas–Furtáig húzódó ortogneisz-zónán belüli tektonikai ablakban (PAP 1990), illetve a zónától

északra (BÉRCZINÉ MAKK et al. 1997) a metamorf kőzetek alatt Mecseki-típusú, nagyon kistökű metamorf (ÁRKAI et al. 1998), valamint nem metamorf mezozoikumot (pl. Mecsekjános Bazaltot) tártak fel a fúrások azt igazolva, hogy az ortogneisz egység is alpi takarós helyzetben van. Az amfibolittal jellemzett metamorf takaró alatti mezozoos képződményeket a csólyospálos–kömpöci területen ÁRKAI et al. (2000) Villányi-típusúnak értékelték. Ezek alapján a Jánoshalmi Ortogneiszt és a Mezősasi Paragneiszt a Villányi-, míg a Szeghalmi Amfibolitet a Kodru-takarórendszerbe soroljuk. Ezt a besorolást erősíti, hogy az Erdélyi-középhegységben a Kodru-rendszerbe sorolt egyetlen, domináns metamorf kőzetekből álló takaró (Várasfenesi-takaró) fő kőzettípusa szintén variszkuszi korú ortoamfibolit kevés gneisszel és csillámpalával (PANĀ et al. 2002). Erdélyi-középhegységi megfigyelések alapján alpi amfibolit fáciesű metamorf felülbélyegzés a Kisbihari-takarórendszerben fordul elő, míg a Kodruban nem ismert (RESIER et al. 2017a). Ez alapján nem zárható ki, hogy a Szeghalmi Amfibolit fölötti gránátos, kianitos Tiszai Paragneisz már a Kisbihari-takarórendszerhez tartozó takaróröncs (15. ábra), s a dolomárvány kataklázit ennek talpi lenyesési felületét definiálja. Kérdéses ugyanakkor az Algyőn legmagasabb szerkezeti helyzetben megjelenő kistökű kőzetek szerkezeti besorolása. Minthogy ezek az egységek jelenleg már nem az eredeti alpi takarós helyzetükben találhatóak, a kérdés megválaszolása további részletes korrelációs munkát igényel.

Az eddigi vizsgálatokba bevont és itt bemutatott metamorf aljzati egységeken túl vannak további vizsgálandó objektumok az Alföld aljzatában, melyek számottevően árnyalhatják, bonyolíthatják a jelenlegi képet. Így, többek között, az Álmosd–Kismarja, a Sarkadkeresztúr, a Pusztaföldvár, az Ásotthalom környéki mélyfúrások maganyagának részletes feldolgozására bizonyosan szükség lesz a tarka metamorf aljzati mozaik még részletesebb kirakásához.

### Köszönetnyilvánítás

A kézirat alapos javításáért, valamint a sok előre vivő gondolatért, tanácsért a szerzők köszönetet mondanak CSONTOS Lászlónak, KOROKNAI Balásznak és KIRÁLY Editnek.

### Irodalom –References

- AGÓCS, Á. 2013: Apatit generációk és fluidumzárvány-együttesek vizsgálata mészsilikátban (Szank–60. fúrás). – *Kézirat*, Diplomamunka, SZTE, 47 p.
- AOYA, M., KOUKETSU, Y., ENDO, S., SHIMIZU, H., MIZUKAMI, T., NAKAMURA, D. & WALLIS, S. 2010: Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. – *Journal of Metamorphic Geology* **28/9**, 895–914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- ÁRKAI P. 1991: Kishőmérsékletű regionális metamorfózis (alkalmazások magyarországi példák). – *Kézirat*, MTA Doktori értekezés, 190 p.
- ÁRKAI, P. 1993: The distinction between low-T retrograde metamorphism and weathering + burial diagenesis of the gneiss and mica schist basement complex, Great Plain, Hungary: A novel use of illite “crystallinity”. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* **8**, 337–351.

- ÁRKAI, P. 2001: Alpine regional metamorphism in the main tectonic units of Hungary: A review. – *Acta Geologica Hungarica* **44/2**, 329–344.
- ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A. & HAJDU, D. 1998: Alpine prograde and retrograde metamorphism in an overthrust part of the basement, Great Plain, Pannonian Basin, eastern Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **41/2**, 179–210.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K. & BÉRCZI-MAKK, A. 2000: Alpine low-T prograde metamorphism in the post-Variscan basement of the Great Plain, Tisza Unit (Pannonian Basin, Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **43/1**, 43–63.
- BALÁZS E., CSEREPESNÉ MESZÉNA B., SZILI GY. & NUSSZER A. 1985: Kísérlet az Alföld metamorf képződményeinek az Erdélyi közephegységgel való azonosítására. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 223–231.
- BALÁZS, E., CSEREPESNÉ MESZÉNA, B., NUSSZER, A. & SZILI GYÉMÁNT, P. 1986: An attempt to correlate the metamorphic formations of the Great Hungarian Plain and the Transylvanian Central Mountains (Muntii Apuseni). – *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 317–320.
- BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 2001: K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the PANCARDI region. – *Acta Geologica Hungarica* **44/2–3**, 281–299.
- BALOGH K., M. TÓTH T., DUNKL I. & SCHERRER N. 2009: A polimetamorf aljzat geokronológiai viszonyai a Szeghalom és a Mezősas–Furta háton. – In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. GeoLitera, 147–160.
- BENCSEK, A. 2011: A szanki kristályos aljzat DK-i részének metamorf és poszt-metamorf fejlődéstörténete. – *Kézirat*, Diplomamunka, SZTE, pp. 51.
- BÉRCZINÉ MAKK, A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt., MÁFI, Bp. 281–298.
- BÉRCZINÉ MAKK A., CSÁSZÁR G. & NUSSZER A. 1997: A Mecseki Zóna közép-alföldi mezozoos aljzatának sztratigráfiai értékelése és fejlődéstörténeti vázlat. – *Földtani Közlemények* **126/2–3**, 185–207.
- BERMAN, R. G. 1988: Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaOMgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. – *Journal of Petrology* **29**, 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- BERMAN, R. G. 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. – *Canadian Mineralogist* **29**, 833–855.
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, N. 2002: Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. – *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., PETITET, J.-P., FROIGNEUX, E., MOREAU, M. & ROUZAUD, J.-N. 2003: On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. – *Spectrochimica Acta Part A*, **59**, 2267–2276. [https://doi.org/10.1016/s1386-1425\(03\)00070-2](https://doi.org/10.1016/s1386-1425(03)00070-2)
- BEYSSAC, O., BOLLINGER, L., AVOUAC, J.-P. & GOFFÉ, B. 2004: Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. – *Earth and Planetary Science Letters* **225**, 233–241. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.023>
- BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN, S. K. & RAI, M. 1992: Non-ideal mixing in the phlogopite annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet thermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **111**, 87–93. <https://doi.org/10.1007/bf00296580>
- BUDA, GY., PÁL-MOLNÁR, E. & KOLLER, F. 2012: Mafic enclaves in peraluminous Variscan granitoid in the Battonya Unit from Southeast Hungary. – *Geologia Croatica* **65/2**, 243–253. <https://doi.org/10.4154/gc.2012.15>
- BURKHARD, M. 1993: Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. – *Journal of Structural Geology* **15**, 351–368. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90132-t](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90132-t)
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1978: A Kiskunhalas-Ny-3 szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsópannoniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. – *Földtani Közlemények* **108/1**, 53–64.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1983: Migmatite belts in the basement complex of the region between Danube and Tisza. – *Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica* **61**, 23–29.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA B. 1985: A Duna–Tisza köze kristályos alaphegységének litosztratigráfiai felosztása. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 117–194.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA, B. 1986: Petrography of the crystalline basement of the Danube–Tisza Interfluve (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 321–339.
- DE CAPITANI, C. 1994: Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. – *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, **72**. *Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft* **6**, p. 48.
- DE CAPITANI, C. & BROWN, T. H. 1987: The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 2639–2652. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90145-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90145-1)
- FERRILL, D. A., MORRIS, A. P., EVANS, M. A., BURKHARD, M., GROSHONG, R. H. & ONASCH, C. M. 2004: Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. – *Journal of Structural Geology* **25**, 1521–1529. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90029-i](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90029-i)
- FISER-NAGY, Á. 2013: Complex evaluation of the Kiskunhalas-NE fractured metamorphic hydrocarbon reservoir. – PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem 115 p. <https://doi.org/10.14232/phd.1900>
- FISER-NAGY, Á. & M. TÓTH, T. 2012: Petrology and tectonic evolution of the Kiskunhalas-NE fractured hydrocarbon reservoir, South Hungary. – *Central European Geology* **55/1**, 1–22. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.55.2012.1.1>
- FISER-NAGY, Á., M. TÓTH, T., VÁSÁRHELYI, B. & FÖLDES, T. 2013: Integrated core study of a fractured metamorphic HC-reservoir; Kiskunhalas-NE, Pannonian Basin. – *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **48/1**, 53–75. <https://doi.org/10.1007/s40328-012-0008-y>
- FISER-NAGY, Á., VARGÁNÉ TÓTH, I. & M. TÓTH, T. 2014: Lithology identification using open-hole well-log data in the metamorphic



- Kiskunhalas-NE hydrocarbon reservoir, South Hungary. – *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **49/1**, 57–78. <https://doi.org/10.1007/s40328-013-0037-1>
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* – Akadémiai kiadó, Budapest, 447 p.
- GERYA, T. V., PERCHUK, L. L., TRIBOULET, C., AUDREN, C. & SEZ'KO, A. I. 1997: Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan. – *Petrology* **5**, 503–533.
- GRAHAM, C. M. & POWELL, R. 1984: A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. – *Journal of Metamorphic Geology* **2**, 13–31. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1984.tb00282.x>
- GREEN, T. H. & HELLMANN, P. L. 1982: Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on garnet-phengite geothermometer. – *Lithos* **15**, 253–266. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90017-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90017-2)
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe, 1:500 000.* – A Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS J., BUDAI T. (szerk.), CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD GY. & KOROKNAI B. 2014: *Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarázó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” 1:500 000.* – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.
- HENRY, D. J., GUIDOTTI, C. V. & THOMSON, J. A. 2005: The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. – *American Mineralogist* **90**, 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- HOLLAND, T. J. B. & BLUNDY, J. 1994: Non-ideal interactions in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **116**, 433–447. <https://doi.org/10.1007/bf00310910>
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 1985: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; 2, Data and results. – *Journal of Metamorphic Geology* **3**, 343–370. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00325.x>
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 1990: An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; the system  $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ . – *Journal of Metamorphic Geology* **8**, 89–124. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1990.tb00458.x>
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 309–343. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- HORVÁTH, F. 2003: A Pannon-medence földtani-geofizikai modellje. – *Magyar Geofizika* **45**, 102–107.
- HORVÁTH, P. & ÁRKAI, P. 2002: Pressure-temperature path of metapelites from the Algyő-Ferencszállás area, SE Hungary: Thermobarometric constraints from coexisting mineral assemblages and garnet zoning. – *Acta Geologica Hungarica* **45/1**, 1–27. <https://doi.org/10.1556/ageol.45.2002.1.1>
- KELSEY, D. E., WHITE, R. W., HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R. 2004: Calculated phase equilibria in  $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  for sapphirine-quartz-bearing mineral assemblages. – *Journal of Metamorphic Geology* **22**, 559–578. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00533.x>
- KOHN, M. J. 2014: “Thermoba-Raman-try”: Calibration of spectroscopic barometers and thermometers for mineral inclusions. – *Earth and Planetary Science Letters* **388**, 187–196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.054>
- KOHN, M. J. & SPEAR, F. S. 1991: Error propagation for barometers: 2. Application to rocks. – *American Mineralogist* **76**, 138–147.
- KONDOR, H. & M. TÓTH, T. 2021: Contrasting metamorphic and post-metamorphic evolutions within the Algyő basement high (Tisza Mega-unit, SE Hungary). Consequences on structural history. – *Central European Geology* in press
- KRUHL, J. H. 2001: Crystallographic control on the development of foam textures in quartz, plagioclase and analogue material. – *International Journal of Earth Sciences* **90**, 104–117. <https://doi.org/10.1007/s005310000170>
- KRUHL, J. H. & NEGA, M. 1996: The fractal shape of sutured quartzgrain boundaries: application as a geothermometer. – *Geologische Rundschau* **85**, 38–43. <https://doi.org/10.1007/bf00192058>
- LANARI, P., WAGNER, T. & VIDAL, O. 2014: A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system  $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ : applications to P–T sections and geothermometry. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **167/2**, 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1039-x>
- LELKES-FELVÁRI, GY., FRANK, W. & SCHUSTER, R. 2003: Chronological constraints on Variscan, Permian-Triassic and eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. – *Geologica Carpathica* **54/5**, 299–315.
- LELKES-FELVÁRI, GY., SCHUSTER, R., FRANK, W. & SASSI, R. 2005: Metamorphic history of the Algyő High, Tisza Mega-unit, basement of the Great Hungarian Plain – a counterpart of crystalline units of the Koralpe–Wölz nappe system (Austroalpine, Eastern Alps). – *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 371–394. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.4.2>
- LIEBERMAN, J. & PETRAKAKIS, K. 1991: TWEEQU thermobarometry: Analysis of uncertainties and application to granulites from western Alaska and Austria. – *Canadian Mineralogist* **29**, 857–887.
- M. TÓTH T. 2008: Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. – *Kézirat*, MTA Doktori értekezés 399 p.
- M. TÓTH, T. & SCHUBERT, F. 2018: Evolution of the Körös Complex orthogneiss, Tisza Megaunit, SE Hungary. – *Journal of Geosciences* **63**, 21–46. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.253>
- M. TÓTH, T. & VARGÁNÉ TÓTH, I. 2020: Lithologically controlled behaviour of the Dorozsma metamorphic hydrocarbon reservoir (Pannonian Basin, SE Hungary). – *Journal of Petroleum Science and Engineering* **195**, 107748. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107748>
- M. TÓTH, T. & ZACHAR, J. 2006: Petrology and deformation history of the metamorphic basement in the Mezősas–Furta crystalline high (SE Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **49/2**, 165–188. <https://doi.org/10.1556/ageol.49.2006.2.4>
- M. TÓTH, T., SCHUBERT, F. & ZACHAR, J. 2000: Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom dome, Pannonian Basin, E. Hungary. – *Geological Journal* **35/3–4**, 265–284. <https://doi.org/10.1002/gj.861>
- M. TÓTH T., KEDVES M. & SCHUBERT F. 2003: Az Alföld metamorf aljzatának exhumációja a Szeghalom-dóm területén: Palinológiai bizonyítékok. – *Földtani Közlöny* **133/4**, 547–562.

- M. TÓTH T., REDLERNÉ TÁTRAI M. & KUMMER I. 2008: A Szeghalom környéki metamorf aljzat kiemelkedés szerkezetfejlődése és felépítése közettani és szeizmikus adatok alapján. – *Magyar Geofizika* **49/4**, 143–151.
- M. TÓTH T., NAGY Á., VÁSÁRHELYI B., VÁN P. & FÖLDES T. 2011: Repedezett tároló modellezés; kőzetmechanikai modell-kísérletek és szeizmikus attribútum alapú modellek korrelációja. V. Kömpöc, Csólyospálos-K. – *Kézirat*, MOL Nyrt., 66 p.
- MANDELBROT, B. B. 1967: How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. – *Science* **156**, 636–638. <https://doi.org/10.1126/science.156.3775.636>
- MASSONE, H. J. & SCHREYER, W. 1987: Phengite geobarometry based on limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 212–224. <https://doi.org/10.1007/bf00375235>
- MASUDA, T. & FUJIMURA, A. 1981: Microstructural development of fine-quartz aggregates by syntectonic recrystallization. – *Tectonophysics* **72**, 105–128. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90089-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90089-5)
- MESZÉNA B. 1973: Az öttömösi szénhidrogén-kutatási terület földtani felépítése. – *OGIL Műszaki Tudományok Közleményei* **10**, 25–35.
- MEYRE, C., DE CAPITANI, C. & PARTZSCH, J. H. 1997: A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). – *Journal of Metamorphic Geology* **15**, 687–700. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00042.x>
- MOLNÁR, L., M. TÓTH, T. & SCHUBERT, F. 2015: Structural controls on the petroleum migration and entrapment within faulted basement blocks of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). – *Geologia Croatica* **68/3**, 247–259. <https://doi.org/10.4154/gc.2015.19>
- PÁL-MOLNÁR, E., LELKES-FELVÁRI, GY., BATKI, A. & SASSI, R. 2005: Metamorphic petrology and geochemistry of the Sarkadkeresztúr Basement-High with special regard to orthogneiss (Tisza Mega-unit, SE Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **48/4**, 395–418. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.4.3>
- PANĂ, D. I., HEAMAN, L. M., CREASER, R. A. & ERDMER, P. 2002: Pre-Alpine Crust in the Apuseni Mountains, Romania: Insights from Sm-Nd and U–Pb Data. – *Journal of Geology* **110**, 341–354. <https://doi.org/10.1086/339536>
- PAP S. 1990: *Fel pikkelyezett rétegsorok a Közép-Tiszántúlon*. – A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest, 36 p.
- PAPP G. 2019: A szanki kristályos aljzat metamorf fejlődéstörténete. – *Kézirat*, Diplomamunka, SZTE, 51 p.
- PAPP, N., VARGA, A., MÉSZÁROS, E. & RAUCSIK, B. 2017: Petrographic analyses of marbles: characteristic features of deformation and fluid-related effects in the Dorozsma marble (Tisza Mega Unit, South Hungary. (In Hungarian with English abstract.) – *Földtani Közlöny* **147/4**, 337–356. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2017.147.4.337>
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics*. – Springer, 366 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08734-3>
- PLYUSNINA, L. P. 1982: Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**, 140–146. <https://doi.org/10.1007/bf00374891>
- POSGAY, K., TAKÁCS, E., SZALAI, I., BODOKY, T., HEGEDŰS, E., JÁNVÁRINÉ, K. I., TÍMÁR, Z., VARGA, G., BÉRCZI, I. & SZALAY, Á. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. – *Geophysical Transactions* **40/1–2**, 1–44.
- POWELL, R. 1985: Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/ geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited. – *Journal of Metamorphic Geology* **3**, 231–243. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x>
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. 1985: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations; I, Methods and a worked example. – *Journal of Metamorphic Geology* **3**, 327–342. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00324.x>
- RAHL, J., ANDERSON, K., BRANDON, M. & FASSOULAS, C. 2005: Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. – *Earth and Planetary Science Letters* **240/2**, 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- REISER, M. K., SCHUSTER, R., SPIKINGS, R., TROPPER, P. & FÜGENSCHUH, B. 2017a: From nappe stacking to exhumation: Cretaceous tectonics in the Apuseni Mountains (Romania). – *International Journal of Earth Sciences* **106**, 659–685. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1335-y>
- REISER, M. K., SCHUSTER, R., TROPPER, P. & FÜGENSCHUH, B. 2017b: Constraints on the depositional and tectonometamorphic evolution of marbles from the Biharia Nappe System (Apuseni Mountains, Romania). – *Geologica Carpathica* **68/2**, 147–164. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0012>
- SCHUBERT, F., DIAMOND, L. W. & M. TÓTH, T. 2007: Fluid inclusion evidence of petroleum migration through a buried metamorphic dome in the Pannonian Basin, Hungary. – *Chemical Geology* **244/3–4**, 357–381. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.05.019>
- SPRY, A. 1969: *Metamorphic textures*. – Pergamon Press, 350 p.
- STEGENA, L. 1964: The structure of the Earth's crust in Hungary. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* **8/1–4**, 413–431.
- SZEDERKÉNYI, T. 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. – *Kézirat*, MTA Doktori értekezés. 326 p.
- SZEDERKÉNYI, T., ÁRKAI, P. & LELKES-FELVÁRI, GY. 1991: Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia. – In: KARAMATA, S. (ed.): *Geodynamic evolution of the Pannonian Basin*. Beograd, 261–273.
- SZEPESHÁZY K. 1966: A kristályos aljzat fontosabb közettípusai a Duna–Tisza köze középső és déli részén. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1966-ról*, 257–289.
- SZEPESHÁZY K. 1971: Közettani adatok a Közép-Tiszántúli kristályos aljzatának ismeretéhez. A – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1971-ről*, 141–168.
- SZEPESHÁZY K. 1973a: A Duna–Tisza köze déli részének metamorf kőzetei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973. évről*, 147–166.
- SZEPESHÁZY K. 1973b: A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai. – *Általános Földtani Szemle* **3**, 5–57.
- SZEPESHÁZY K. 1979: A Tiszántúli és az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. – *Általános Földtani Szemle* **12**, 121–198.
- SZILI-GYÉMÁNT, P. 1986: Metamorphic formations in Tiszántúli: the Körös–Berettyó and the Álmosd Units. – *Acta Geologica Hungarica* **29/3–4**, 305–316.

- TAKAHASHI, M., NAGAHAMA, H., MASUDA, T. & FUJIMURA, A. 1998: Fractal analysis of experimentally, dynamically recrystallized quartz grains and its possible application as a strain rate meter. – *Journal of Structural Geology* **20/2–3**, 269–275. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00072-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00072-2)
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208/1–3**, 203–219. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90345-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90345-7)
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Special Publications* **156**, 215–250. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.12>
- TUINSTRÁ, F. & KOENIG, J. L. 1970: Raman spectrum of graphite. – *Journal of Chemical Physics* **53**, 1126–1130. <https://doi.org/10.1063/1.1674108>
- VOLL, G. 1980: Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstatter See zur Wurzelzone-Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **160**, 321–335.
- WATERS, D. J. & MARTIN, H. N. 1993: Geobarometry of phengite-bearing eclogites. – *Terra Abstracts* **5**, 410–411.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. 1980: On mylonites in ductile shear zones. – *Journal of Structural Geology* **2**, 175–187.
- WHITNEY, D. L. & EVANS, B. W. 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. – *American Mineralogist* **95**, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., ZIEMANN, M. A., BERGER, A. & SCHMID, S. M. 2011: 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **100/5**, 1029–1063. <https://doi.org/10.1007/s00531-010-0622-2>
- WOPENKA, B. & PASTERIS, J. D. 1993: Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. – *American Mineralogist* **78**, 533–557.
- YUI, T. F., HUANG, E. & XU, J. 1996: Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. – *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 115–124. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.05792.x>
- ZACHAR, J. 2008: A Jánoshalma ortogneisz blokk kőzettani felépítése, fejlődéstörténete és korrelációs lehetőségei. – *Kézirat*, PhD értekezés, Szegedi Tudományegyetem, 144 p.
- ZACHAR, J. & M. TÓTH, T. 2004: Petrology of the metamorphic basement of the Tisza Block at the Jánoshalma high, S Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **47/4**, 349–371. <https://doi.org/10.1556/ageol.47.2004.4.3>
- ZACHAR, J. & M. TÓTH, T. 2009: A Jánoshalma eklogit petrológiája. – In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorfképződmények a Tiszai Egységben*. Geolitera, 117–144.
- ZACHAR, J., M. TÓTH, T. & JANÁK, M. 2007: Kyanite eclogite xenolith from the orthogneiss terrane of the Tisza Megaunit, Jánoshalma area, crystalline basement of southern Hungary. – *Lithos* **99/3–4**, 249–265. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.001>
- Kézirat beérkezett: 2020. 10. 22.

## Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 4

ZAJZON, Norbert<sup>1\*</sup>, FEHÉR, Béla<sup>2</sup>, SZAKÁLL Sándor<sup>1</sup>, KRISTÁLY, Ferenc<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc, H–3515 Miskolc-Egyetemváros, Hungary

<sup>2</sup>Department of Mineralogy, Herman Ottó Museum, Kossuth u. 13, H–3525 Miskolc, Hungary

\* E-mail: nzajzon@uni-miskolc.hu

ORCID: 0000-0003-4664-8091

### Ásványtani mozaikok a Kárpát–Pannon régióból 4.

#### Összefoglalás

Negyedik tanulmányunkban további mozaikszerű információkat közlünk a Kárpát–Pannon régió új ásványtani eredményeiből. Az adatokat országok és lelőhelyek szerint csoportosítottuk. Az egyes „mozaikdarabokban” az ásványok pontos leírására és – döntően XRPD, SEM-EDX és EMPA általi – meghatározására, illetve a paragenézis tömör bemutatására koncentráltunk. A tanulmányunkban szereplő ásványok olykor első említések az egész régióból vagy legalábbis az illető lelőhelyről.

Magyarországról a rudabányai ércesedésből freieslebenit és beaverit-(Cu), a parádfürdői ércesedésből planerit–aheylit–faustit–türkiz szilárd oldat vizsgálati adatait közöljük.

Romániából a rézbányai (Băița Bihor) ércesedésből konikalkit (magas Pb-tartalommal, konikalkit–duftit szilárd oldat) duftit és mottramit–duftit elegykristály, a vaskői (Ocna de Fier) ércesedésből pseudomalachit átalak azurit után, illetve vauquelinit jelenlétét dokumentáltuk.

Szlovákiából a magloveci dioritprofirit kőfejtőből axinit-(Fe), a vehéci (Vecheč) andezit-kőfejtőből bultfonteinit, míg a dobsinai (Dobšiná) polimetallikus ércesedésből botallackit jelenlétét igazoltuk.

*Tárgyszavak: freieslebenit, beaverit-(Cu), planerit, konikalkit, duftit, mottramit, pseudomalachit, vauquelinit, axinit-(Fe), bultfonteinit, botallackit*

#### Abstract

This is the fourth paper presenting new mosaic-like mineralogical data from the Carpathian–Pannonian region. Data are arranged by countries and localities. Every section gives a description (including XRPD, EMPA and SEM-EDX results) of the minerals and a concise description of their parageneses. Every discussed mineral is first described from the given locality and in many instances even from the whole region.

From Hungary the following minerals are reported: freieslebenite and beaverite-(Cu) from the Rudabánya ore deposit; and planerite–aheylite–faustite–turquoise solid-solution members from the Parádfürdő ore deposit.

From Romania the following minerals are identified: conichalcite (with high Pb content, conichalcite–duftite solid solution), duftite and mottramite–duftite solid-solutions from the Băița Bihor ore deposit, and pseudomalachite pseudomorph after azurite, as well as vauquelinite from the Ocna de Fier ore deposit.

From Slovakia the following minerals are described: axinite-(Fe) from the Maglovec diorite-porphyrite quarry, bultfonteinite from the Vecheč andesite quarry and botallackite from the Dobšiná ore deposit.

*Keywords: freieslebenite, beaverite-(Cu), faustite, planerite, conichalcite, duftite, mottramite, pseudomalachite, vauquelinite, axinite-(Fe), bultfonteinite, botallackite*

#### Experimental methods and samples

X-ray powder diffraction (XRPD) data were recorded on a Bruker D8 Advance diffractometer using CuK $\alpha$  radiation (40 kV and 40 mA) with a 250 mm radius goniometer. This involved parallel-beam geometry obtained by Goebel-mirror 2 optics, a 0.25° primary axial Soller with 0.6 mm divergence

slit, and a 0.12° detector side long-Soller. Samples weighing from 1 to 5 mg were ground in agate mortar under acetone and the obtained powder was poured on low-background single-crystal silicon sample holders. All measurements were recorded in the 2–70° (2 $\theta$ ) range with a 0.01° (2 $\theta$ )/2sec scanning rate. Identification of components was performed – after smoothing and background removal – by Search/

Match in Bruker DiffracPlus EVA 11.0.0.3. on a PDF-2 (2005) database. Intensities were extracted from the original scan after enhanced polynomial background subtraction.

Some XRPD measurements were carried out with a 114.6 mm-diameter Gandolfi camera (UB/61, Officina Elettrotecnica di Tenno, Trento, Italy) with Kodak Industrex MX 125 film; connected to a Siemens Kristalloflex 710 X-ray generator (CuK $\alpha$  radiation: 40 kV, 25 mA; Ni filter). Unit cell parameters were calculated with UnitCell software (HOLLAND & REDFERN 1997). Film shrinkage was corrected by using a NIST SRM 640 silicon standard.

Scanning electron microscopy (SEM) studies, energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX), and X-ray mapping and electron microprobe measurements (EMPA) were performed using a JEOL JXA-8600 Superprobe unit. The microprobe was equipped with four wavelength-dispersive spectrometers and an EDX silicon drift detector (SDD). For the EDX measurements 15–20 kV accelerating voltage was used, with a probe current of 10–20 nA. A 4 $\times$ 5  $\mu$ m area was scanned with focused beam during the analyses (a stopped focused beam was used if the target area was too small). These examinations were carried out at the Institute of Mineralogy and Geology, University of Miskolc.

Quantitative electron microprobe analyses were performed at the Geological Institute of Dioníz Štúr, Bratislava, Slovakia. A Cameca SX-100 instrument was used in wavelength-dispersive mode. The operating conditions were as follows: accelerating voltage: 15kV; probe current: 20 nA; and beam diameters: 1–5  $\mu$ m. The analytical standards were apatite (P), GaAs (As), stibnite (Sb), orthoclase (Si, K), TiO<sub>2</sub> (Ti), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Al), fayalite (Fe), forsterite (Mg), wollastonite (Ca), pure Cu (Cu), willemite (Zn), PbCO<sub>3</sub> (Pb), and LiF (F). Raw intensity data were corrected using a PAP matrix correction (POUCHOU & PICHOR 1984).

All the investigated samples are deposited in the mineral collection of the Herman Ottó Museum, Miskolc, Hungary.

## Results

### HUNGARY

#### Freieslebenite from Rudabánya

Numerous Pb-Sb sulphosalts are known from the brecciated Pb-Zn-baryte ore bodies of the Rudabánya hydrothermal ore mineralization (SZAKÁLL et al. 2005). The number of known sulphosalts from the location was extended by discovery of freieslebenite (AgPbSbS<sub>3</sub>, identified by EPMA) from the galena-pyrargyrite association of the Villanytető part of the mine. The irregular-shaped aggregates of freieslebenite can reach 0.1–0.2 mm in size and are usually closely intergrown with galena (Figure 1). Based on the textural observations on the BSE images, galena was replaced by freieslebenite from  $\mu$ m to 0.2 mm in size. Pyrargyrite can also be found in its close association with them. WDX analytical data (Table I) are close to the theoretical composition, where only minor Te, As and Bi content were detected.

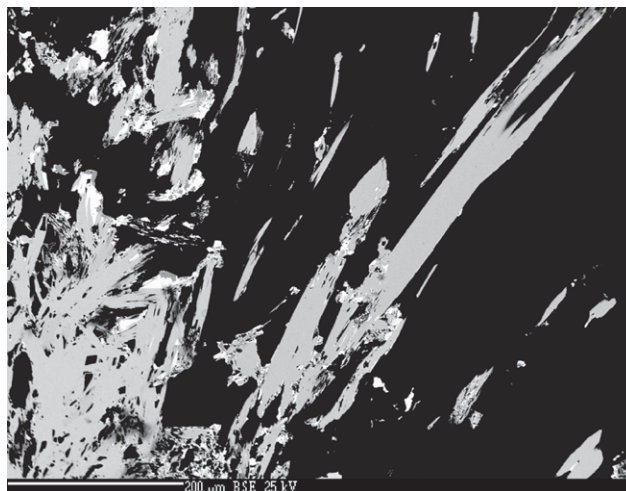


Figure 1. Fibrous aggregates of freieslebenite (grey) with minor galena (white) in carbonates (black). Villanytető mine, Rudabánya. BSE image

I. ábra. Freieslebenit szálas halmazai (szürke) kevés galenittel (fehér), karbonátokban (fekete). Rudabánya, Villanytető bányarész. Visszaszórtelektron-kép

Table I. Electron microprobe data of freieslebenite from Rudabánya (in wt%)

I. táblázat. A rudabányai freieslebenit elektron-mikroszondás elemzési adatai tömegszázalékban

	1	2	3	Average Átlag
Ag	18.90	20.45	20.34	19.90
Pb	41.40	39.62	39.35	40.12
Sb	21.38	22.48	22.68	22.18
S	17.97	18.14	18.16	18.09
Bi	0.06	0.10	0.06	0.07
Te	bdl.	bdl.	bdl.	0.00
As	bdl.	bdl.	bdl.	0.00
Total Összesen	99.74	100.82	100.59	100.38
Ion numbers based on 3 sulphur atoms Ionszámok 3 kéntomra számolva				
Ag	0.94	1.01	1.00	0.98
Pb	1.07	1.01	1.01	1.03
Sb	0.94	0.98	0.99	0.97
S	3.00	3.00	3.00	3.00
Bi	0.00	0.00	0.00	0.00
Te	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.00

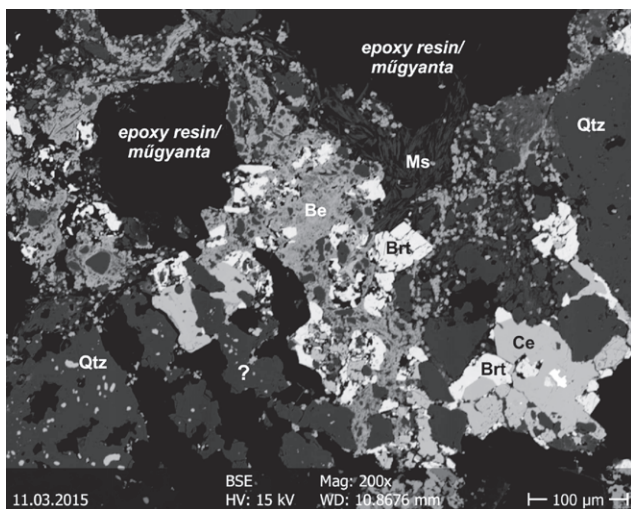
bdl. = below detection limit / a detektálási határ alatt.

As was corrected interference with Pb / As értéke korrigálva a Pb interferenciájával.

Fe, Se, Cu and Cl were below the detection limit / Fe, Se, Cu és Cl a kimutatási határ alatt.

#### Beaverite-(Cu) from Rudabánya

Smithsonite-bearing, fine-grained clayey material can be found in Triassic marl on the rims of the stratiform Zn-Pb ore bodies as a result of alteration. The largest part of this alteration zone is at the border of the Andrassy I and Adolf mines. The following minerals were identified close to smithsonite: cerussite, anglesite, gypsum, baryte, musco-



**Figure 2.** Chemically inhomogeneous (Fe-Al zonation) beaverite-(Cu) aggregates (Be) with baryte (Brt) and cerussite (Ce) in a muscovite (Ms) and quartz (Qtz) matrix. Rudabánya, Adolf mine. BSE image

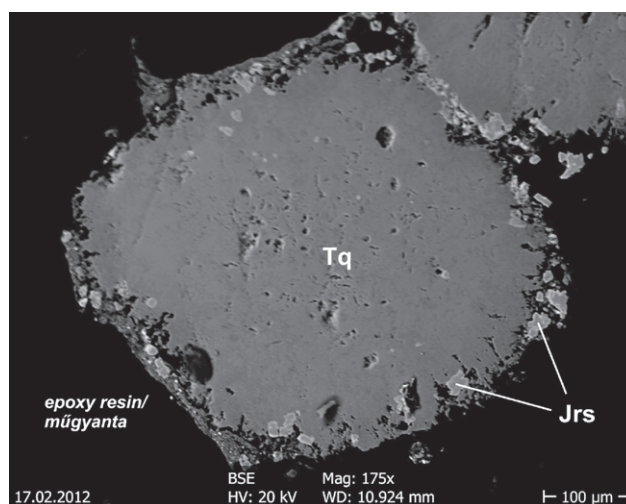
**2. ábra.** Beaverit-(Cu) kémiaiag inhomogén (Fe-Al zónáság) halmazai (Be) barittal (Brt) és cerusszittal (Ce), muszkovit (Ms) és kvarc (Qtz) alanyanyagban. Rudabánya, Adolf-bányarész. Visszaszórtelektron-kép

vite, and quartz. Cu-containing sulphates like brochantite, linarite and rare beaverite-(Cu) are also characteristic in some nests. The finely-dispersed beaverite-(Cu)[ $Pb_{0.5}(Cu^{2+}, Fe^{3+}, Al)_3(SO_4)_2(OH)_6$ ] gives a pistachio-green colour to the clayey rock. This beaverite-(Cu) is chemically inhomogeneous, where minor Al – Fe zonation is visible in those forming patches according to the EPMA measurements and the BSE image (Figure 2). The presence of potassium and sili-

con in the analyses are due to muscovite and quartz impurities (Table II). Some phosphate and minor arsenate can substitute the sulphate anion in the structure of beaverite. Relics of the original sulphides (pyrite, sphalerite, and galena) are well visible in the BSE images. Based on texture and paragenesis, beaverite-(Cu) was formed by supergene processes.

#### Planerite-faustite-aheylite-turquoise solid solution from Parádfürdő

The Etelka open-pit and the Orczy adit, among some other localities, contain phosphates in the cracks of silicified veins as typical secondary products of the low-sulphidation stage mineralization of Parádfürdő. Previous studies (KOCH 1966, SZAKÁLL et al. 2005) described wavellite and variscite from the area. Another pale greenish-yellow phosphate, forming 0.2 to 0.5 mm spherical aggregates and based on its XRPD data (SZAKÁLL et al. 2012), belongs to the turquoise family (Plate I/1). Along the rims of the chemically-homogeneous spheres, tiny jarosite crystals can be found and these are easily visible in the BSE images (Figure 3).



**Figure 3.** Spherical aggregate of a complex turquoise-group solid-solution member (Tq) with jarosite crystals (Jrs) along the rims. Egyesség adit, Parádfürdő. BSE image

**3. ábra.** A türkizcsoportba tartozó ásvány (Tq) gömbös aggregátuma a szegélyén jarosítkristályokkal (Jrs). Parádfürdő, Egyesség-táró. Visszaszórtelektron-kép

**Table II.** Electron microprobe data of beaverite-(Cu) in wt%

**II. táblázat.** Beaverit-(Cu) elektron-mikroszon-dás elemzési adatai tömegszázalékban

	1	2	3
SO <sub>3</sub>	15.98	15.94	18.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.33	2.08	0.91
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.33	0.23
SiO <sub>2</sub>	7.98	7.83	7.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.09	8.32	4.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.63	15.80	16.76
CaO	0.17	0.14	0.09
CuO	10.49	11.15	11.83
ZnO	0.24	0.27	0.17
PbO	31.25	31.75	30.64
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	1.31	1.36	0.77
Total Összesen	93.71	94.97	91.81

The analytical data are affected by the presence of the fine-grained muscovite, quartz and cerussite matrix.

Az elemzési adatokat befolyásolta a finomszemcsés muszkovit, kvarc and cerusszit alanyanyag.

The general formula of the turquoise-group minerals is  $A_{0-1}B_6(PO_4)_{4-x}(PO_3OH)_x(OH)_8 \cdot 4H_2O$ , where numerous cations can enter in the divalent “A” and trivalent “B” sites. Based on earlier studies, the “A” site is not always fully occupied. Thus, according to the redefinition of the group, the vacancy-dominant member is planerite (FOORD & TAGGART 1998). Based on the WDX measurements obtained, in the phase at Parádfürdő, the “A” site is almost exactly half vacant, whereas the other half contains  $Zn^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  and  $Cu^{2+}$  (Table III). Taking into account the half-vacant “A” site and the only Al-containing “B” site, the phase is a solid solution among planerite–aheylite–faustite–turquoise minerals (SZAKÁLL et al. 2012). The ideal formulae for the end-members are: aheylite  $Fe^{2+}Al_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$ , faustite

**Table III.** Electron-microprobe data of the turquoise-group minerals from Parádfürdő (in wt%)**III. táblázat.** A türkizcsoportba tartozó parádfürdői ásványok elektron-mikroszondás elemzési adatai tömegszázalékban

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SO <sub>3</sub>	0.21	0.21	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	36.45	37.04	35.89	36.02	36.48	36.69	36.25	36.53	36.00
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.29	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.01	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39.24	42.25	39.23	38.26	37.49	37.98	39.04	38.32	39.26
FeO	1.38	1.40	1.75	1.62	1.58	1.80	1.76	1.56	1.51
CaO	0.08	0.10	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.
CuO	0.90	0.94	1.29	1.34	1.14	1.19	1.13	0.79	1.14
ZnO	3.53	3.59	2.38	2.23	2.36	2.09	2.28	2.03	2.00
PbO	0.04	0.03	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.00	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.	bdl.
<b>Total</b>	<b>82.22</b>	<b>85.89</b>	<b>80.54</b>	<b>79.47</b>	<b>79.05</b>	<b>79.75</b>	<b>80.46</b>	<b>79.23</b>	<b>79.91</b>
Cation numbers based on 20 oxygen atoms Kationszámok 20 oxigénatomra számolva									
S	0.02	0.02							
P	4.06	3.95	4.06	4.12	4.19	4.18	4.10	4.17	4.09
As	0.02	0.02							
Si	0.01	0.00							
<b>ΣT</b>	<b>4.11</b>	<b>3.99</b>	<b>4.06</b>	<b>4.12</b>	<b>4.19</b>	<b>4.18</b>	<b>4.10</b>	<b>4.17</b>	<b>4.09</b>
Al	6.08	6.28	6.19	6.10	5.99	6.02	6.15	6.08	6.20
<b>ΣB</b>	<b>6.08</b>	<b>6.28</b>	<b>6.19</b>	<b>6.10</b>	<b>5.99</b>	<b>6.02</b>	<b>6.15</b>	<b>6.08</b>	<b>6.20</b>
Fe <sup>2+</sup>	0.15	0.15	0.20	0.18	0.18	0.20	0.20	0.18	0.17
Ca	0.01	0.01							
Cu	0.09	0.09	0.13	0.14	0.12	0.12	0.11	0.08	0.12
Zn	0.34	0.33	0.24	0.22	0.24	0.21	0.22	0.20	0.20
[ ]	0.41	0.42	0.43	0.46	0.46	0.47	0.47	0.54	0.51
<b>ΣA</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>
<i>Mineral</i>	<i>faustite</i>	<i>faustite</i>	<i>faustite</i>	<i>faustite</i>	<i>faustite</i>	<i>faustite</i>	<i>faustite</i>	<i>planerite</i>	<i>planerite</i>
<i>Ásvány</i>	<i>faustit</i>	<i>faustit</i>	<i>faustit</i>	<i>faustit</i>	<i>faustit</i>	<i>faustit</i>	<i>faustit</i>	<i>planerit</i>	<i>planerit</i>

bdl. = below detection limit / a detektálási határ alatt.

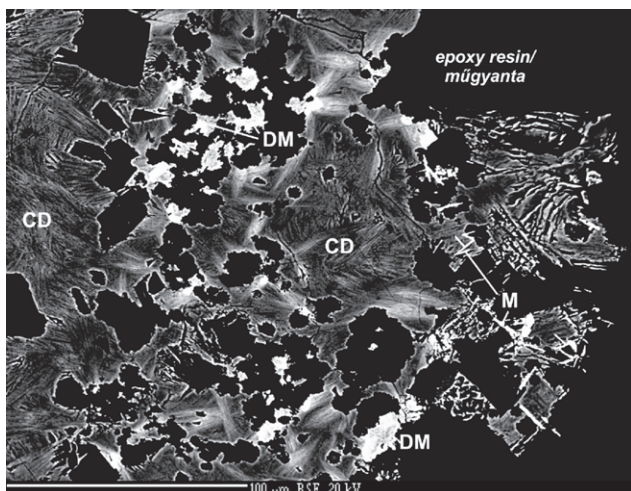
ZnAl<sub>6</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>(OH)<sub>8</sub> • 4H<sub>2</sub>O, turquoise CuAl<sub>6</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>4</sub>(OH)<sub>8</sub> • 4H<sub>2</sub>O and planerite [Al<sub>6</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(PO<sub>3</sub>OH)<sub>2</sub>(OH)<sub>8</sub> • 4H<sub>2</sub>O]. According to the dominant-valency rule of the IMA CNMNC (HATERT & BURKE 2008), the turquoise-group mineral is planerite, if [ ] > ΣR<sup>2+</sup> in the “A” site, otherwise (i.e. [ ] < ΣR<sup>2+</sup>) the dominant divalent cation is the basis for classification. Therefore, some analyses of the material found at Parádfürdő correspond to the composition range of faustite ([ ] < ΣR<sup>2+</sup>) with Zn-dominance among the R<sup>2+</sup> cations (see Table III, columns 1–7); while others correspond to planerite ([ ] > 0.5 apfu) – see Table III, columns 8–9.

The results of the XRPD measurement are shown in Table E1 (see the electronic supplementary materials). The observed reflections fit well with the literature data for planerite and faustite. The cation content of the phase at Parádfürdő reflects the dominant sulphides (chalcopyrite, tetrahedrite/tennantite, pyrite, and sphalerite) of the local ore mineralization. The “A” site cations originate from the alteration of sulphides, whereas the Al and P are derived from the alteration of the rock-forming minerals. This is the first Carpathian occurrence of planerite.

## ROMANIA

### Conicalcrite–duftite and motttramite–duftite solid solutions from Băița Bihor (Rézbánya)

The oxidation zone of the Băița Bihor ore deposit was very rich in different secondary copper minerals, and this zone is well-described in the study of STOICI (1983). Here previously unknown (for the location) arsenates are described, as well as a vanadate mineral found by WDX measurements in a sample set collected a few years ago from the Blidar contact. The exact coordinates of the samples have not been preserved. Macroscopically green to pistachio-green crystalline crusts and spherical aggregates can be found in a strongly-oxidized, limonite-dominant specimen, which is crosscut by calcite veins. These crusts and aggregates are built up by tabular or bladed crystals 10–40 μm in length, forming spectacular fan-shaped forms. According to the XRPD measurements, the dominant phase in the crusts is conicalcrite [ideally CaCu(AsO<sub>4</sub>)(OH)]. The crystals are chemically inhomogeneous, where the lead content showing the greatest variation. This is clearly visible in the BSE images (Figure 4). Sometimes a high Ca content was



**Figure 4.** Chemically inhomogeneous conicalchalcite–duftite (CD: grey, fibrous aggregates) and duftite–mottramite aggregates (DM: white spots) with mimetite needles (M: white needles). Blidár complex, Băița Bihor. BSE image

**4. ábra.** Kémiaiilag inhomogén konikalkit–duftit (CD: szürke, rostos halmazok) és duftit–mottramit halmazok (DM: fehér foltok) tús mimetizzittel (M: fehér tűk). Rézbánya, Blidár-komplexum. Visszaszórtelektron-kép

observed (Table IV), and this can be explained by a Ca-for-Pb replacement. On the BSE image (Figure 4) 3–10 µm aggregates and sometimes dipyrramids of mottramite–duftite can be observed in close association with duftite [ideally  $\text{PbCu}(\text{AsO}_4)(\text{OH})$ ] clusters. The chemistry of these phases scatters around the boundary between mottramite [ideally  $\text{PbCu}(\text{VO}_4)(\text{OH})$ ] and duftite as a result of the varying As–V content, but mottramite is more characteristic

for the studied sample. In rare instances 3–10 µm-sized mimetite needles were also identified in this environment. The presence of the solid-solution series between mottramite and duftite is not surprising, since mottramite is the vanadium-dominant analogue of duftite with an isomorphous structure. An example of this was given by GUILLEMIN (1956) who mentioned mottramite–duftite solid-solution members from Tsumeb, Namibia. As suggested by the BSE images, at Băița Bihor mottramite–duftite and mimetite are the older precipitates, and these were followed by later-formed conicalchalcite–duftite.

#### Pseudomalachite pseudomorphs after azurite, and vauquelinite from Ocna de Fier (Vaskő)

Many interesting secondary minerals, e.g. well-formed crystals of veszelyite, were found in the forested waste dumps of the long-abandoned Reichenstein open-pit of the iron-ore deposit at Ocna de Fier (Banat region). The most interesting phase is pseudomalachite-pseudomorphing azurite. These secondary phases are located in the voids of the andradite–magnetite skarn formed by leaching and weathering of sulphides and carbonates. Based on XRPD measurement, the pale blue, 0.1 mm-long, lath-shaped crystals (Plate 1/3) are still (albeit only partially) azurites and partially pseudomalachites (Table E2, see the electronic supplementary materials). The well-visible zonation in the BSE images is caused by the varying phosphorus content (Figure 5). The accompanying minerals are globular malachite, rosasite, tabular veszelyite and transparent, lath-shaped hemimorphite. Similar pseudomalachite-pseudomorphs are also documented in other

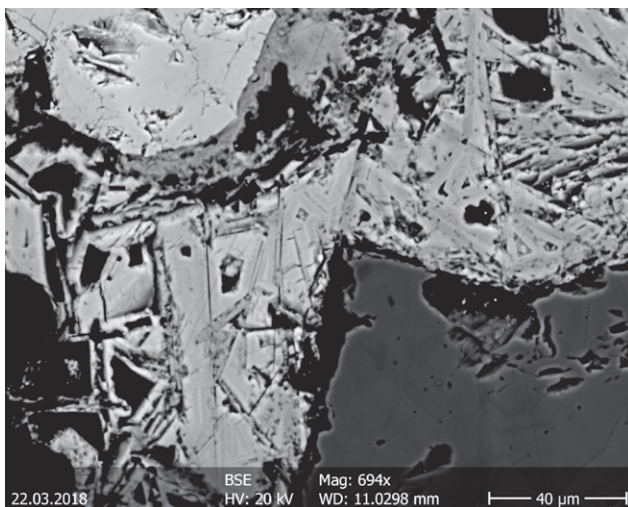
**Table IV.** Electron microprobe data of conicalchalcite (1–4), duftite (5) and mottramite (6–8) from Băița Bihor (in wt%)

**IV. táblázat.** A rézbányai konikalkit (1–4), duftit (5) és mottramit (6–8) elektron-mikroszondás elemzési adatai tömegszázalékban

	1	2	3	4	5	6	7	8
SO <sub>3</sub>	0.06	0.08	0.07	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					9.70	10.52	11.54	11.18
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31.66	32.55	31.18	32.58	12.99	11.52	10.20	10.83
SiO <sub>2</sub>	0.98	0.77	0.98	0.99	0.56	0.64	0.73	0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.01	0.04	0.00	0.01	0.18	0.19	0.18	0.18
CaO	10.72	11.47	9.93	11.54	2.19	2.66	2.23	2.41
CuO	24.70	25.08	24.45	25.23	20.61	20.80	20.75	20.76
PbO	27.24	25.81	29.44	25.59	47.85	48.21	49.76	48.38
<b>Total Összesen</b>	<b>95.37</b>	<b>95.80</b>	<b>96.05</b>	<b>95.99</b>	<b>94.12</b>	<b>94.58</b>	<b>95.42</b>	<b>94.45</b>
Cation numbers based on 4.5 oxygen atoms Kationszámok 4,5 oxigénatomra számolva								
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V					0.44	0.48	0.52	0.51
As	0.92	0.93	0.92	0.92	0.47	0.41	0.37	0.39
Si	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.64	0.67	0.60	0.67	0.16	0.20	0.16	0.18
Cu	1.04	1.03	1.04	1.03	1.07	1.08	1.08	1.08
Pb	0.41	0.38	0.45	0.37	0.89	0.89	0.92	0.89

\* Total iron was calculated as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / Az összes vas Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ként számítva.



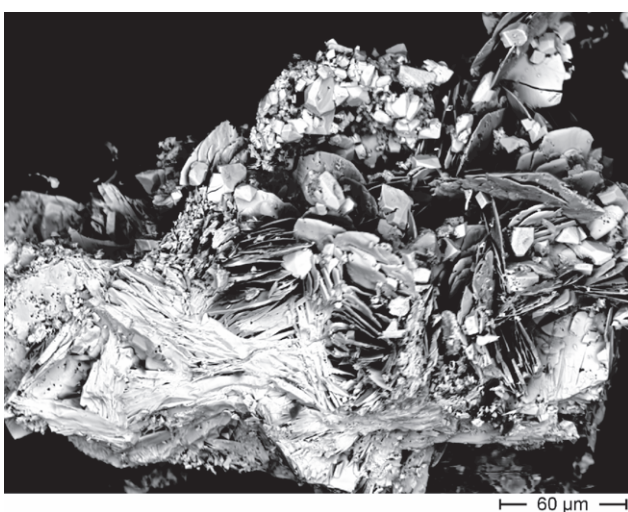


**Figure 5.** Chemical zonation in a pseudomalachite-pseudomorph after azurite aggregates with rosasite (grey) and andradite (dark grey). Reichenstein open-pit, Ocna de Fier. BSE image

**5. ábra.** Kémiai zónáság pszeudomalachit azurit utáni pszeudomorfózásaiban rosasittal (szürke) és andradittal (sötétszürke). Vaskő, Reichenstein-külfejtés. Visszaszórtelektron-kép

localities. For example, CRANE et al. (2001) mention pseudomalachite-pseudomorphs after azurite from site E27 near Northparkes (New South Wales, Australia). Here, azurite crystals encrusted by pseudomalachite were also observed.

Vauquelinite was also observed in the cavities of the andradite-magnetite skarn. Vauquelinite very occasionally occurs as brown dipyrramids of up to 0.1 mm (*Figure 6*). The identification was made by XRPD measurement (*Table E3*, see the electronic supplementary materials). The elements Pb, Cu, Cr and P were detected by SEM-EDX.



**Figure 6.** Vauquelinite crystals (bright) with tabular hydrozincite or smithsonite. Reichenstein open-pit, Ocna de Fier. BSE image

**6. ábra.** Vauquelinitkristályok (világos) táblás hidrocinkittel vagy smithsonittal. Vaskő, Reichenstein-külfejtés. Visszaszórtelektron-kép

## SLOVAKIA

### Axinite-(Fe) from Maglovec quarry, Vyšná Šebastová (Felsősebes)

Based on chemical analyses, here a proper classification of axinite from Vyšná Šebastová is given according to recent nomenclature (SANERO & GOTTARDI 1968). Axinite was first mentioned in the description of mineral assemblages from different xenoliths of the Maglovec diorite porphyry quarry

**Table V.** Electron microprobe data of axinite from Vyšná Šebastová (in wt%)

**V. táblázat.** A felsősebesi axinit elektron-mikroszondás elemzési adatai tömegszázalékban

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	41.43	40.63	41.46	41.48
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.12	0.13	0.10
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6.05	6.06	6.10	6.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.17	18.49	16.36	17.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	1.73	0.61	2.86	1.43
MgO	0.58	0.53	0.32	0.57
CaO	19.20	18.41	19.16	19.38
MnO	4.38	4.81	4.81	5.19
FeO**	7.82	8.59	7.52	6.80
Na <sub>2</sub> O	bdl.	0.26	0.02	bdl.
K <sub>2</sub> O	bdl.	0.01	bdl.	bdl.
H <sub>2</sub> O***	1.57	1.57	1.57	1.57
<b>Total</b>	<b>100.03</b>	<b>100.08</b>	<b>100.30</b>	<b>100.05</b>
Cation numbers based on 16 oxygen atoms Kationszámok 16 oxigénatomra számolva				
Si	3.95	3.87	3.96	3.94
Al	0.05	0.13	0.04	0.06
<b>ΣT</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>
B	1.00	1.00	1.00	1.00
<b>ΣB</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>
Al	1.88	1.95	1.80	1.90
Fe <sup>3+</sup>	0.12	0.05	0.20	0.10
<b>ΣZ</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.08	0.07	0.05	0.08
Mn	0.29	0.26	0.33	0.37
Fe <sup>2+</sup>	0.62	0.67	0.61	0.54
<b>ΣY</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>
Ca	1.96	1.88	1.96	1.97
Mn	0.06	0.13	0.06	0.05
Na	0.00	0.05	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>ΣX</b>	<b>2.02</b>	<b>2.06</b>	<b>2.02</b>	<b>2.02</b>

\* B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> calculated from the stoichiometry: B = 1 apfu / B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a sztöchiometrikus összetételből számolva: B = 1 apfu.

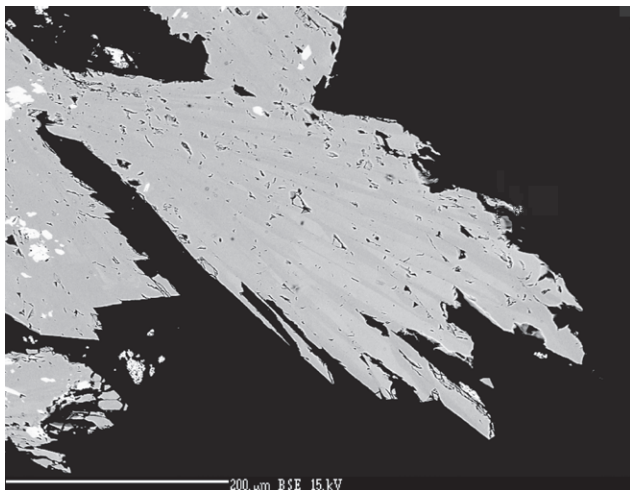
\*\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO was calculated from the equation  $Z(Al + Fe^{3+}) = 2.00 \text{ apfu} / A \text{ Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \text{ arány} a \text{ } Z(Al + Fe^{3+}) = 2.00 \text{ apfu}$  egyenletből számolva.

\*\*\* H<sub>2</sub>O calculated from the stoichiometry: OH = 1 apfu / H<sub>2</sub>O a sztöchiometrikus összetételből számolva: OH = 1 apfu.

bdl. below detection limit / a kimutatási határ alatt

Cl, Cr and Ni were measured, but they were always below the detection limit / Cl, Cr és Ni mérve, de mindig a kimutatási határ alatt.

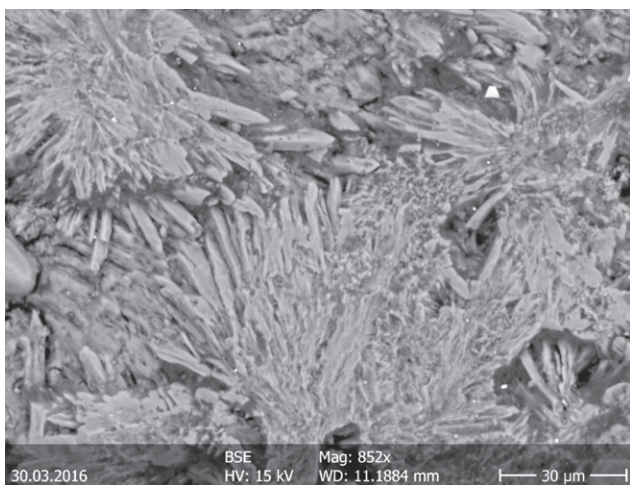
nearby Vyšná Šebastová by ĎUĎA (1981). Bladed, purplish brown crystals 0.2–0.5 mm in size were investigated. Axinite forms sheaves grown on columnar danburite crystals in association with actinolite needles and yellow trapezohedral crystals of grossular. According to the WDX analyses (Table V), axinite is a Mn-rich axinite-(Fe). Weak chemical zonation of Fe and Mn can be observed in the BSE images (Figure 7), where the brighter zones have a slightly higher Fe content.



**Figure 7.** Chemical zonation of axinite-(Fe). Slightly brighter areas have a higher Fe:Mn ratio. Maglovec quarry, Vyšná Šebastová. BSE image  
7. ábra. Kémiai zónáság axinit-(Fe)-kristályokban. A világosabb részekben kissé magasabb a Fe:Mn arány. Felsősebes, Maglovec-kőfejtő. Visszaszórtelektron-kép

#### Bultfonteinite from calcium silicate xenoliths in the andesite quarry at Vehec (Vehéc)

The andesite quarry of Vehec is famous for its xenoliths (ĎUĎA et al. 1993). The most abundant types are those containing quartz–diopside and cordierite–sekanianite, respectively, while the Ca-silicate xenoliths are much



**Figure 8.** Radiating acicular aggregates of bultfonteinite. Andesite quarry of Vehec. BSE image

8. ábra. Tükből álló bultfonteinít sugaras halmazai. Vehéc, andezitkőfejtő. Visszaszórtelektron-kép

rarer. The latter type is built up dominantly by aggregates of different Ca-silicates showing snow-white masses a few cm in size and having a pearly lustre. The Ca-silicates can be divided into primary phases and hydrated secondary phases which formed from the previous phases by hydration. The dominant phases are fibrous thaumasite and wollastonite, while the less abundant ones are isometric, subhedral katoite and bultfonteinite, which form needles and sprays up to 30 μm in size (Figure 8). Based on the EDX data (27–29 wt% SiO<sub>2</sub>), the hydrogarnet is the “hibschite” variety which represents an intermediate composition between katoite and grossular. The 3–4 wt % SO<sub>3</sub> content of the phase is worth mentioning. An Mg-Al silicate (albeit not comprehensively identified) was also detected in the spe-

**Table VI.** Electron microprobe data of bultfonteinite from Vehec (in wt%)

VI. táblázat. A vehéci bultfonteinít elektron-mikroszondás elemzési adatai tömegszázalékban

SiO <sub>2</sub>	27.12	26.38	27.12
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.08	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.32	1.49	0.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.00
MgO	0.08	0.04	0.03
CaO	51.50	53.25	53.60
MnO	0.05	0.01	0.00
FeO	0.60	0.43	0.31
NiO	0.00	0.02	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00
F	6.25	8.36	7.92
Cl	0.07	0.05	0.04
H <sub>2</sub> O*	14.20	12.96	13.27
O=(F, Cl)	-2.64	-3.53	-3.34
<b>Total</b>	<b>99.66</b>	<b>99.54</b>	<b>99.84</b>
Ion numbers based on 6 anions Ionszámok 6 anionra			
Si	0.95	0.93	0.96
Ti	0.00	0.00	0.00
Al	0.10	0.06	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00
Ca	1.93	2.02	2.02
Mn	0.00	0.00	0.00
Fe	0.02	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00
F	0.69	0.94	0.88
Cl	0.00	0.00	0.00
OH	3.31	3.06	3.12
O	2.00	2.00	2.00

\* Calculated from stoichiometry / A sztoichiometrikus összetételből számolva: OH + F + Cl = 4 apfu.

cimens. The youngest phases are vaterite and calcite which were identified in the cracks of the Casilicates by XRPD measurement (Table E4, see the electronic supplementary materials). Data for the chemical analyses of the bultfonteinite are very close to the theoretical values (Table VI). This is the first Carpathian occurrence of bultfonteinite.

#### Botallackite from the Dobšiná (Dobsina) ore deposit

A few years ago, light-blue and bluish-green secondary copper minerals were found as crusts in an abandoned site of the ore deposit of Dobšiná. As revealed by the XRPD and

SEM-EDX investigations, these crusts are built up by closely intergrown devilline, botallackite, gypsum and brochantite. Botallackite appears as 0.1–0.2 mm-long, greenish-blue laths (Figure 9); devilline occurs as laths or needles of a similar size; and brochantite forms green or dark-green tabular crystals up to 1–3 mm, occurring as globular aggregates or crusts. The presence of botallackite, a rare copper chloride, was confirmed by XRPD (Table E5, see the electronic supplementary materials), while the presence of Cu and Cl in the mineral was detected by SEM-EDX. This is the first Carpathian occurrence of botallackite.

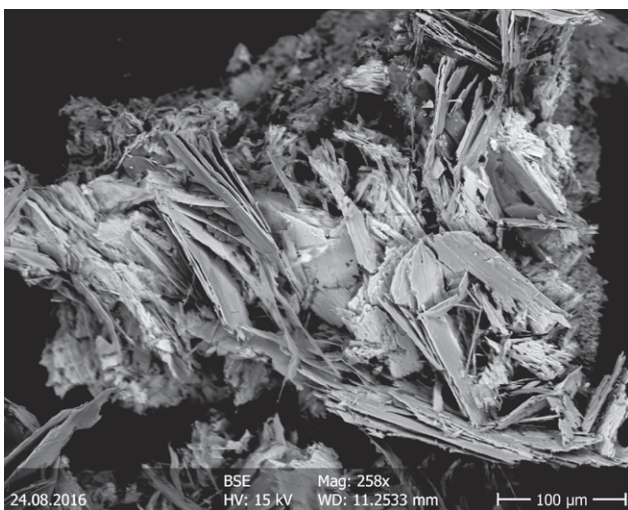


Figure 9. Lath-like botallackite crystals from Dobšiná. BSE image  
9. ábra. Léces botallackitkristályok Dobsinából. Visszaszórtelektron-kép

#### Acknowledgements

The authors are grateful to Michael NEUBAUER (Dobšiná) for the botallackite samples, Rudolf ĎUĎA (Košice) for the axinite-(Fe) and bultfonteinite samples, Gábor KOLLER (Pilisborosjenő) for the pseudomalachite samples, and István HORVÁTH (Miskolc) for the beaverite-(Cu) samples. Both referees – Gheorghe ILINCA (University of Bucharest, Romania) and Uwe KOLITSCH (Naturhistorisches Museum Wien, Austria) – deserve much appreciation for their comments and suggestions. These helped to improve the manuscript considerably. The authors are also grateful to Gábor PAPP (Hungarian Natural History Museum, Budapest) who, during the process of editing, significantly raised the quality of the text. The research was carried out at the University of Miskolc, within the framework of the Thematic Excellence Program funded by the Ministry of Innovation and Technology of Hungary (Grant Contract reg. nr.: NKFIH-846-8/2019).

#### References – Irodalom

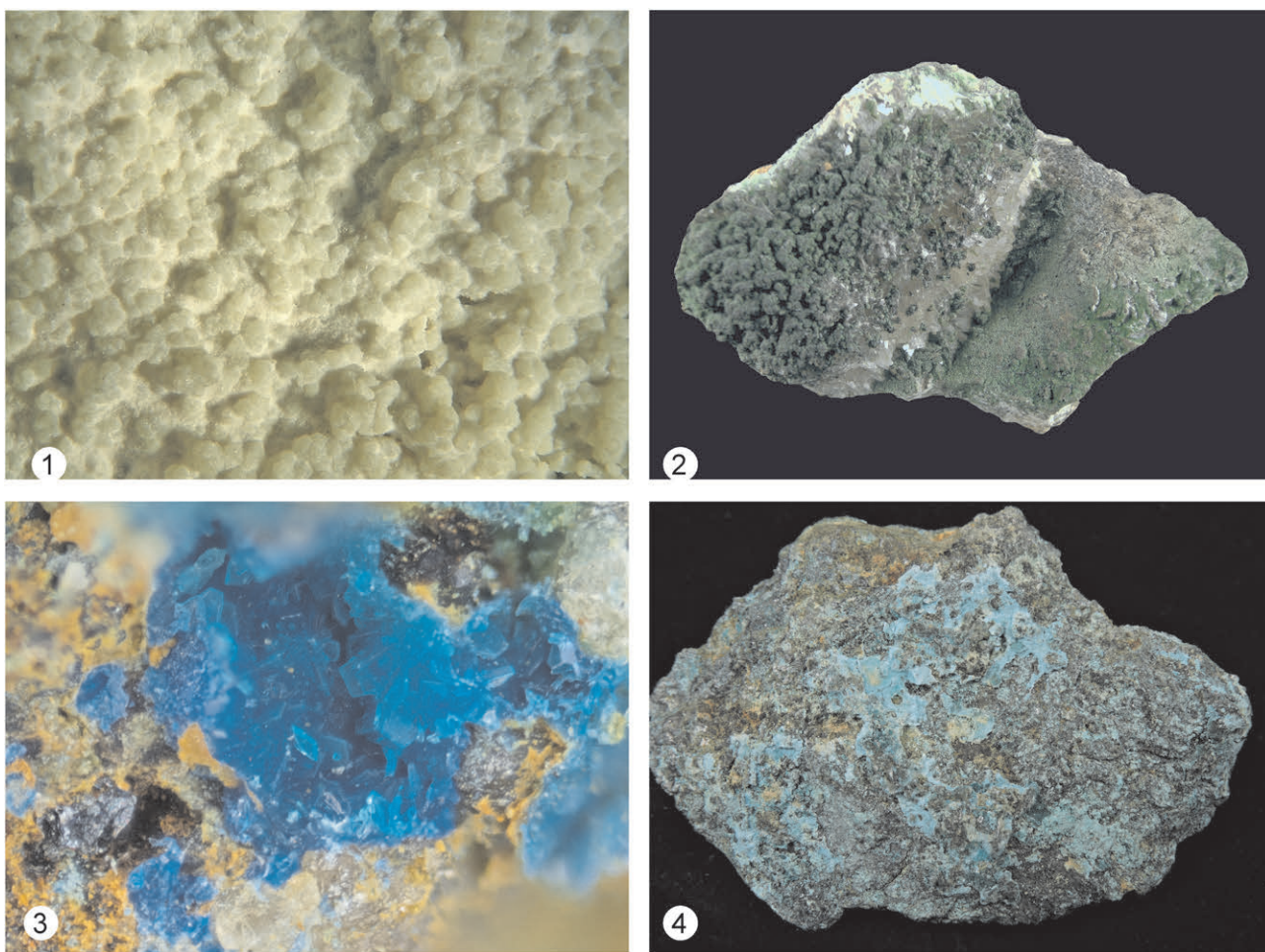
- CRANE, M. J., SHARPE, J. L. & WILLIAMS, P. A. 2001: Formation of chrysocolla and secondary copper phosphates in the highly weathered supergene zones of some Australian deposits. – *Records of the Australian Museum* **53/1**, 49–56. <https://doi.org/10.3853/j.0067-1975.53.2001.1323>
- ĎUĎA, R. (ed.) 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov (Mineralogy of Eastern part of Slansky Mts.). – *Mineralia Slovaca, Monografia* **2**, 98 p. (in Slovak)
- ĎUĎA, R., SCHARMOVÁ, M. & ČERNÝ, P. 1993: Minerály xenolitov z Vechca (Slanské vrchy) (Minerals of xenoliths at Vechec, Slansky Mts.). – *Zborník Východoslovenská múzea v Košiciach. Prír. vedy* **34**, 17–29. (in Slovak)
- FOORD, E. E. & TAGGART, J. E. 1998: A re-examination of the turquoise group: the mineral aheylite, planerite (redefined), turquoise and coeruleolactite. – *Mineralogical Magazine* **62**, 93–110. <https://doi.org/10.1180/002646198547495>
- GUILLEMIN, C. 1956: Contribution a la minéralogie des arséniate, phosphates et vanadates de cuivre. I. – *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie* **7**, 7–95. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1956.5049>
- HATERT, F. & BURKE, E. A. J. 2008: The IMA-CNMNC dominant-constituent rule revisited and extended. – *Canadian Mineralogist* **46**, 717–728. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.3.717>
- HOLLAND, T. J. B. & REDFERN, S. A. T. 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. – *Mineralogical Magazine* **61**, 65–77. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.404.07>
- KOCH, S. 1966: *Magyarország ásványai (Minerals of Hungary)*. – Akadémiai Kiadó, Budapest. 419 p. (in Hungarian)
- POUCHOU, J.-L. & PICOIR, F. 1984: A new model for quantitative X-ray micro-analysis. – *La Recherche Aérospatiale* **3**, 167–192.
- SANERO, E. & GOTTARDI, G. 1968: Nomenclature and crystal-chemistry of axinites. – *American Mineralogist* **53**, 1407–1411.
- STOICI, S. D. 1983: *Districitul metalogenetic Băița Bihorului (Metallogenesis of Băița Bihor area)*. – Editura Academiei Republicii Socialiste Romania, București. 189 p. (in Romanian)

SZAKÁLL, S., GATTER, I. & SZENDREI, G. 2005: *A magyarországi ásványfajok (Mineral species of Hungary)*. – Kőország Kiadó, Budapest. 427 p. (in Hungarian)

SZAKÁLL, S., KRISTÁLY, F. & ZAJZON, N. 2012: Minerals of turquoise group from Sândominic, Gurghiu Mts., Romania and from Parádfürdő, Mátra Mts., Hungary. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract series 7*, 133.

Manuscript received: 20/06/2019

### Plate I – I. tábla



1. Globular aggregates of planerite-faustite-ahelylite-turquoise solid solution, Parádfürdő. Width of picture: 2 cm. J. NYÚL (Recsk) collection.

2. Green crusts of conicalchalcite-duftite solid solution on white calcite. Băița Bihor. Specimen size 11 cm. Herman Ottó Museum collection (Photo: Á. BERENTÉS).

3. Pale blue crystals of pseudomalachite, pseudomorphs after azurite. Ocna de Fier. Width of the picture: 2.7 mm. Herman Ottó Museum collection (Photo: L. TÓTH).

4. Aggregates of greenish blue botallackite and pale blue devilline. Dobsina. Specimen size 5.5 cm. Herman Ottó Museum collection.

1. Planerit-faustit-ahelylit-türkiz elegykristályok gömbös halmazai. Parádfürdő. Képszélesség: 2 cm. NYÚL J. (Recsk) gyűjteménye.

2. Konikalkit-duftit elegykristályok zöld bekéregzései fehér kalciton. Rézbánya. A példány mérete 11 cm. Herman Ottó Múzeum gyűjteménye (Berentés Á. felvétele).

3. Pseudomalachit világoskék kristályai, alakok azurit után. Vaskő. Képszélesség: 2,7 mm. Herman Ottó Múzeum gyűjteménye (Tóth L. felvétele).

4. Botallackit (zöldeskék) és devillin (világoskék) halmazai. Dobsina. A példány mérete 5,5 cm. Herman Ottó Múzeum gyűjteménye.

## Szenes anyagok maximális átalakulási hőmérsékletének meghatározása Raman-spektroszkópiai mérésekkel: standardizálás és esettanulmány az Aggtelek–Rudabányai-hegységből

MOLNÁR Kata<sup>1</sup>, ARADI László Előd<sup>2,\*</sup>, OBBÁGY Gabriella<sup>1,3</sup>, KÖVÉR Szilvia<sup>4</sup>, FODOR László<sup>4,5</sup>, BENKÓ Zsolt<sup>1</sup>, SZABÓ Csaba<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Izotóp Klimatológiai és Környezetkutató Központ, Atommagkutató Intézet, Debrecen (molnar.kata@atomki.hu, obbagy.gabriella@atomki.hu, benko.zsolt@atomki.hu)

<sup>2</sup>Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium (LRG), Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (aradi.laszloelod@gmail.com, \*corresponding author, cszabo@elte.hu)

<sup>3</sup>Ásvány és Földtani Tanszék, Debreceni Egyetem, Debrecen

<sup>4</sup>MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, Budapest (kovorsz@gmail.com)

<sup>5</sup>Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (lasz.fodor@yahoo.com)

### *Peak metamorphic temperature determination by Raman spectroscopy of carbonaceous materials: standardization and case study from the Aggtelek–Rudabánya Hills*

#### Abstract

Peak metamorphic temperature estimates by illite (i.e. Kübler index), chlorite “crystallinity” and vitrinite reflectance exhibit a high degree of uncertainty in case of deep diagenetic to low-grade metamorphic rocks. During the last decade, Raman spectroscopy of carbonaceous materials (RSCM) has become a widespread method for obtaining more precise temperature estimates. The aim of this study is to introduce the theoretical background and applicability of one of the most promising RSCM methods in Hungarian literature. The presented method is based on a calibration curve of a reference series; this series provides an estimation of peak metamorphic temperatures of unknown samples. The application of this reference series enables a comparison to be made of the temperature results with data from other laboratories using the same reference series. In this work, we present the results of the reference series measured at the ELTE TTK KKIC Raman laboratory, along with the computed calibration curve. The applicability of the method is demonstrated using the example of the Telekesoldal Formation of the Aggtelek–Rudabánya Hills. The estimated peak metamorphic temperature of the complex is  $273 \pm 10$  °C, which considerably refines the estimations of previous methods: e.g. illite (Kübler index), chlorite “crystallinity” and vitrinite reflectance values. The method described here can either expand, or partially replace the vitrinite reflectance measurements, with respect to hydrocarbon and coal exploration and research.

**Keywords:** STA-RSCM, vitrinite, peak metamorphic temperature, structural geology, Carpathian–Pannonian region, Aggtelek–Rudabánya Hills, Telekesoldal Formation

#### Összefoglalás

A mély diagenetikus – kiskokú metamorf üledékes kőzetek csúcshőmérsékletének meghatározását illit (Kübler-index) és klorit „kristályossági”, valamint vitrinit reflexiók értékei alapján nagy bizonytalanság terheli. A hőmérséklet pontosabb meghatározására az elmúlt időszakban egyre elterjedtebbé vált a szenes anyag szemcsék mérésén alapuló Raman-spektroszkópia. Jelen munka célja, hogy a szenes anyag Raman-spektroszkópia (RSCM) egyik módszerének alapjairól, valamint hazai alkalmazási lehetőségeiről adjon részletes, magyar nyelvű összefoglalást. A bemutatott módszer alkalmazásához elengedhetetlen egy ismert metamorf csúcshőmérsékletű referencia kőzetsorozat elemzése, amely az ismeretlen minták metamorf csúcshőmérsékletének meghatározásához szükséges kalibrációs görbe alapjául szolgál. Ez a referencia kőzetsorozat teszi lehetővé az egyes laboratóriumokban született eredmények összehasonlíthatóságát is. Munkánkban ismertetjük az ELTE TTK KKIC Raman-laboratóriumában mért referencia kőzetsorozat eredményeit, valamint az ez alapján létrehozott kalibrációs görbét. A módszer alkalmazhatóságát az Aggtelek–Rudabányai-hegység Telekesoldali Formációjának példáján mutatjuk be. Az öt mintán (négy fúrás, egy felszíni) elvégzett mérések alapján az összletre meghatározott metamorf csúcshőmérséklet  $273 \pm 10$  °C-nak adódott, amely adat jelentősen pontosabb a korábban rendelkezésre álló illit- és klorit kristályossági, valamint vitrinit reflexiók értékei alapján becsült metamorf csúcshőmérsékleti értékeknél. A módszer kitűnően kiegészíti, valamint részben helyettesítheti a szénhidrogén-, illetve széngeológiában alkalmazott vitrinit reflexió méréseket.

**Tárgyszavak:** STA-RSCM, vitrinit, metamorf csúcshőmérséklet, szerkezetföldtan, Kárpát–Pannon térség, Aggtelek–Rudabányai-hegység, Telekesoldali Formáció

## Bevezetés

A szemes anyagok Raman-spektroszkópiája (RSCM, Raman spectroscopy of carbonaceous materials; PASTERIS & WOPENKA 1991, BEYSSAC et al. 2002) az éretlen szerves anyag kristályos grafittá történő átalakulását, annak egyes fázisait vizsgálja. Ez az átalakulás egy irreverzibilis folyamat, amelynek mértéke elsősorban a hőmérséklettől függ, ezért különböző átalakulási fokú szemes anyag szemcsék Raman-spektruma alkalmas a szemcséket tartalmazó üledékes kőzetek metamorf csúcshőmérsékletének meghatározására. Ezen alapszik például BEYSSAC et al. (2002) 330 és 650 °C közötti tartományban alkalmazható, empirikus geotermométere, amely széles körben elterjedt vált ebben a hőmérsékleti tartományban (pl. BEYSSAC et al. 2007, SCHARF et al. 2013, MÉSZÁROS et al. 2016). Az újabb tanulmányok kísérletet tettek a kisebb hőmérsékletek (<350 °C) meghatározására is (RAHL et al. 2005, LAHFID et al. 2010, KOUKETSU et al. 2014), így a módszer által vizsgálható hőmérsékleti tartomány 165–655 °C-ra bővült. A mérés, adatfeldolgozás és -kiértékelés azonban sok tényezőt – többek között a minta-előkészítésten, a Raman-spektrométer paraméterein (pl. használt lézer hullámhossza, teljesítménye) és az operátoron (pl. görbe és alapvonal illesztéséhez használt függvény, Raman-spektrum kiértékelése) is – múlik, ami megnehezíti az egyes laboratóriumokban született eredmények összehasonlíthatóságát (LÜNSDORF et al. 2014). Ezen hatások minimalizálására dolgozott ki LÜNSDORF & LÜNSDORF (2016) egy spektrumfeldolgozó algoritmust (IFORS, Iterative fitting of Raman spectra) és egy geotermométert (STA-RSCM, scaled total area-RSCM; LÜNSDORF et al. 2017). Az algoritmus segítségével a spektrumok kiértékelése automatizálható. A geotermométer pedig egy referencia kőzetsorozaton alapul, amelynek független módszerekkel meghatározott metamorf csúcshőmérsékletű mintáit lemérve lehetővé teszi, hogy minden egyes labor létre tudja hozni a saját kalibrációs görbét. Jelen tanulmányban e módszer bemutatását, az általunk létrehozott kalibrációs görbét, valamint egy esettanulmányon keresztül a módszer alkalmazásának szemléltetését tűztük ki célul. A termométer alkalmazását a Telekesoldali Formáció (Aggtelek–Rudabányai-hegység), egy kistekély metamorfózison átesett összetétel példáján mutatjuk be. Munkánk során teszteltük azt is, hogy a szemes anyag szemcsék mérési eredményeiből számolt hőmérsékletek összhangban vannak-e a már korábban meghatározott hőmérsékleti tartományokkal, valamint, hogy a Raman-spektroszkópia segítségével lehetséges-e a hőmérsékleti értékek pontosítása, a hőmérsékleti tartományok szűkítése.

## Raman-mikrospektroszkópia alapjai

Az elmúlt időszakban számos spektroszkópiai anyagvizsgálati módszer terjedt el a geológiában, különösen az ásványtan, kőzettan és geokémia területén (pl. ROSASCO & ROEDDER 1979 – Raman; ROSSMAN 2006 – FTIR). Ezek hagyományosan a vizsgálandó anyag által elnyelt vagy kibo-

csátott elektromágneses sugárzás elemzésén alapulnak, amelyek segítségével jellemezhetővé válnak az anyag fizikai és kémiai tulajdonságai. Ezen módszereken belül külön csoportot alkotnak a rezgési spektroszkópiai módszerek, amelyek alkalmazása során az anyagban lévő kötések és a besugárzásra használt elektromágneses hullámok kölcsönhatását tanulmányozzuk (VÁCZI 2011). A Raman-spektroszkópia esetében a gerjesztő sugárzás általában a látható fény tartományába esik (jellemzően közeli ultraibolyától a közeli infravörösig); ennek a sugárzásnak a rugalmatlan szóródását tanulmányozzuk a vizsgált minta anyagi rezgésein (VÁCZI 2011). A spektrumban megjelenő sávokat az adatbázisban szereplő spektrumokkal összehasonlítva azonosíthatóvá válik a minta (pl. RRUFF; LAFUENTE et al. 2015), aminek fizikai (pl. nyomás, hibasűrűség) és kémiai paramétereire (pl. elemhelyettesítések) is következtethetünk. Általános körülmények között alkalmazva roncsolásmentesnek tekinthető a módszer. A méréshez sok esetben nem szükséges mintaelőkészítés, így olyan, különböző halmazállapotú és eredetű minták vizsgálata is lehetővé válik, amelyek preparálása nehézkes vagy nem lehetséges (pl. régészeti leletek, műtárgyak, speciális geológiai és biológiai minták). A Raman-spektrométerhez mikroszkópot szerelve (mikrospektroszkópia) a lézerfény igen kis területre, ~1 µm átmérőjű foltba fókuszálható, így nagy térbeli felbontással végezhető az elemzések és térképek is készíthetők automatizáltan.

## Szemes anyagok Raman-spektroszkópiája

A szemes anyag szemcsék Raman-spektroszkópos vizsgálata (RSCM) információt szolgáltat a szemes anyagok érettségéről (pl. WOPENKA & PASTERIS 1993), az ebből kapott adatok pedig több empirikus geotermométer alapját is képezik (pl. BEYSSAC et al. 2002, RAHL et al. 2005, AOYA et al. 2010, KOUKETSU et al. 2014). Ezen termométerek azonban bizonyos analitikai és mintaelőkészítési körülmények miatt hibával erősen terheltek (LÜNSDORF 2016). A szemes anyag Raman-spektrumát ugyanis erősen befolyásolja a szemcse orientációja (BUSTIN et al. 1995, BARZOI 2015), a használt lézer hullámhossza és teljesítménye (pl. VIDANO et al. 1981), a minta felszínének polírozása (WOPENKA & PASTERIS 1993, BEYSSAC et al. 2003, CRESPO et al. 2006, AMMAR & ROUZAUD 2012), valamint a háttér- és csúcsillesztés módszere (pl. BEYSSAC et al. 2002, SADEZKY et al. 2005, LAHFID et al. 2010). A fenti hibaforrások kiküszöbölésére LÜNSDORF & LÜNSDORF (2016), valamint LÜNSDORF et al. (2014, 2017) egy új, standardizált módszert dolgoztak ki, ami alkalmas az érettség és a metamorf csúcshőmérséklet meghatározására. Az általunk bemutatott módszer része egy referencia kőzetsorozat, a mintaelőkészítési protokoll, a használt lézer javasolt hullámhossza (jelenleg 488 nm-re és 532 nm-re van kidolgozva), valamint a Raman-spektrum feldolgozási módja (LÜNSDORF et al. 2017). Utóbbihoz egy teljesen automatizált háttér-, valamint csúcsillesztési protokoll tartozik (IFORS; LÜNSDORF & LÜNSDORF 2016), ami kiküszöböli az adatkiértékelés és -feldolgozás során felmerülő operátori, felhasználói szubjektivitást.

A szenes anyagok megfelelő polírozása nemcsak a vitrint reflexió méréséhez elengedhetetlen, hanem a Raman-spektroszkópos érettség meghatározásához is feltétlenül szükséges. Ennek oka, hogy a Raman-mérések során látható fényt használunk, így a fény csak az opak szenes anyag szemcsék felszínközeli zónáiba (<1  $\mu\text{m}$ ) tud behatolni. Az információ is ebből a felszíni rétegből fog származni. A szenes anyag szemcsékre kis keménység és könnyű deformálhatóság jellemző, a nem megfelelő polírozás pedig befolyásolhatja a szenes anyag szerkezetét, így annak Raman-spektrumát is (MC CREERY 2005). Több korábbi munka is próbálta elkerülni a polírozás deformáló hatását. BEYSSAC et al. (2003) átlátszó ásványok alatt (azaz nem a csiszolat felszínén) lévő szemcsék vizsgálatával, RANTITSCH et al. (2004) pedig a szenes anyag szemcsék kémiai leválasztásával igyekeztek ezt megvalósítani. Azonban az első módszer sokszor nem kivitelezhető például finomszemcsés (agyagos-aleurolitos) kőzetekben, a másodikként említett eljárás alkalmazásával pedig fontos szöveti információt veszíthetünk el (LÜNSDORF 2016).

A szenes anyag szemcsék mérése különleges, ugyanis a mérés során használt lézer hullámhosszától függ a Raman-spektrumuk helyzete (a lézer hullámhosszának növekedésével csökken a csúcspozíciók Raman-eltolódása; pl. VIDANO et al. 1981, PÓCSIK et al. 1998, FERRARI & ROBERTSON 2001), valamint a fluoreszcens háttér is, ami nagyban megnehezítheti a szenes anyag szemcsék Raman-spektrumának elemzését. Mindezeket a jelen munkában alkalmazott LÜNSDORF & LÜNSDORF (2016)-féle kiértékelő szoftver figyelembe veszi. Munkánk során a LÜNSDORF et al. (2017) által bemutatott mintaalkészítési és mérési protokollt követtük, amelynek főbb pontjai az alábbiak:

- A műgyantába ágyazott felületi csiszolatot (kis metamorf csúcshőmérsékletű minták esetében; <300 °C), illetve a vékonycsiszolatot (> 300 °C; kékpala, zöldpala, illetve nagyobb metamorf fáciesű minták) a rétegződésre/fohíacióra merőlegesen készítjük el.

- A műgyantába ágyazott mintákat fokozatosan csiszoljuk (ideális esetben P400  $\rightarrow$  P2500-as SiC csiszolópapíron), majd polírozzuk fel, lehetőleg kemény vászon polírozókendőt és gyémántsuszpenziót használva. A legfinomabb szuszpenzió 1  $\mu\text{m}$ -es legyen, ugyanis az ennél kisebb szemcseméretű szuszpenzió használata befolyásolhatja a szenes anyag szemcsék Raman-spektrumát (LÜNSDORF 2016).

- A lehető legrövidebb hullámhosszú (kék vagy UV) lézert használjuk a Raman-mérések során, ezáltal csökkentve a szenes anyag fluoreszcenciája okozta háttéremelkedést, valamint növelve a kevésbé érett szenes anyag szemcsék Raman-sávjainak intenzitását.

- Igen kisfokú metamorfózison átesett szenes anyag elemzésekor elsősorban a vitrintet válasszuk (TAYLOR et al. 1998).

- A szemcsék kiválasztása során kerüljük a mintában található erősen nyírt zónákat.

- Legalább 30, de ha lehetséges, 50 szemcsét elemezzünk egy mintából (AOYA et al. 2010).

- A lézer teljesítménye a minta felszínén ne haladja meg

a  $\sim 0,1$  mW-ot, így elkerülhetjük a szenes anyag szemcsék termális átalakulását a mérések során.

- A minél jobb háttérillesztés érdekében lehetőleg 400 és 2200  $\text{cm}^{-1}$  között vegyük fel a szenes anyag spektrumát.

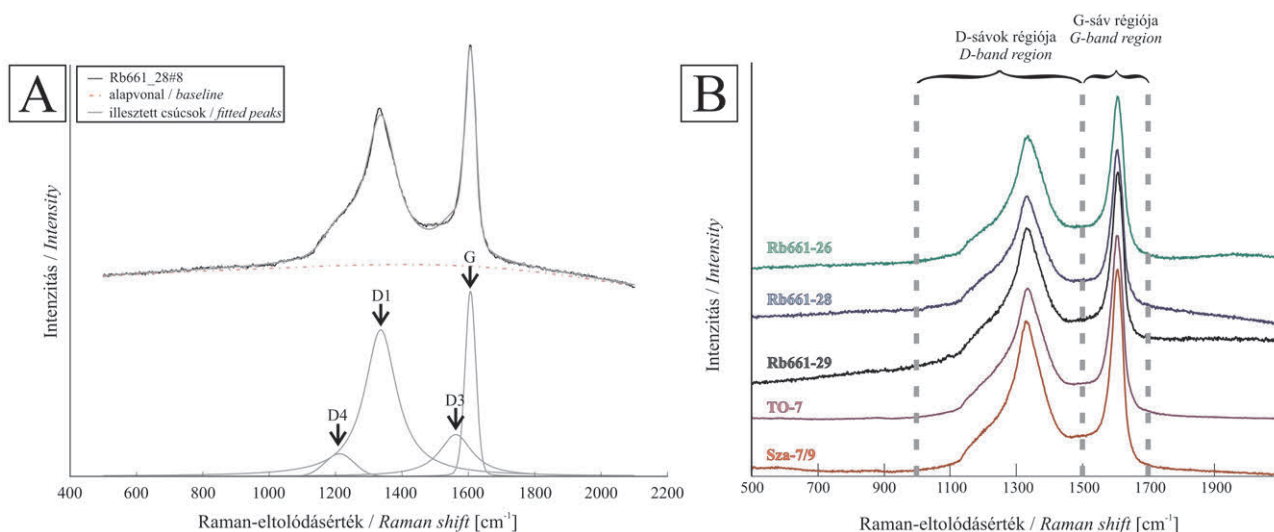
- Az adatfeldolgozást az IFORS szoftverrel végezzük (LÜNSDORF & LÜNSDORF 2016), így kiküszöbölhetjük az operátor által manuálisan feldolgozott spektrumok okozta bizonytalanságot, valamint használni tudjuk az ajánlott termométert. A szoftver ingyenesen letölthető a <http://www.sediment.uni-goettingen.de/download/weboldalrol>.

- A publikációban mindig dokumentáljuk, milyen paraméterekkel használtuk az IFORS szoftvert (l. Digitális melléklet).

- Ha a Raman-spektrumon a szenes anyagon kívül más fázis is jelen van (pl. ha átlátszó ásványban lévő vagy az alatti szemcsét mérünk), akkor ezek Raman-sávjait vonjuk le a kiértékelés előtt, erre az IFORS-ban van lehetőség.

### A szenes anyag Raman-spektroszkópián alapuló STA-RSCM termométer bemutatása

A vitrint fő prekursora a lignin (HATCHER 1990, HATCHER & CLIFFORD 1997), amely a szénült üledékek legfőbb aromás szénhidrogén komponense (HATCHER 1990). Az érés során a szerves anyag elveszíti oxigéntartalmú funkció csoportjait (karbonsavak, szén-dioxid és víz) és a hossz-szű szénláncú szerves molekulák depolimerizálódnak. A depolimerizáció során, OBERLIN & BONNAMY (2013) modellje alapján a szerves anyag olyan szuszpenziót alkot, amiben a nehezebb molekuláris alegységek (basic structural units; BSU – elemi szerkezeti egységek) úsznak a könnyebb molekulaegységek között. Ezek az elemi szerkezeti egységek 2–3 policiklikus aromás szénhidrogénből (PAH – polycyclic aromatic hydrocarbon) állnak össze. A leggyakrabban használt modellek szerint a PAH-ok grafitos alegységekből, szigetekből épülnek fel, amelynek Raman-spektruma folyamatos változást mutat az érés során (OBERLIN & BONNAMY 1989, 2013; OBERLIN et al. 1999). A grafit Raman-sávjai két régióban jelennek meg (pl. WOPENKA & PASTERIS 1993; BEYSSAC & LAZZERI 2012). Az úgynevezett elsőrendű régióban ( $\sim 2000$   $\text{cm}^{-1}$  alatti Raman-eltolódás) két fő sáv található,  $\sim 1582$  és  $\sim 1350$   $\text{cm}^{-1}$ -nél. Előbbi az úgynevezett G (grafit) sáv, míg utóbbi az ún. D1 (disordered – rendezetlen) sáv elnevezéssel jelenik meg a szakirodalomban (*I. ábra*). Tökéletesen kristályos grafit esetén csak a G-sáv azonosítható, míg a D1-sáv csak a rendezetlenebb szerkezettel rendelkező szenes anyagban jellemző. Nem tökéletesen kristályos grafit esetén további rendezetlen sávok is megjelenhetnek az elsőrendű régióban. A D2-sáv a D1-hez hasonlóan a szerkezeti rendezetlenség eredményeképp jelenhet meg a G-sáv vállán,  $\sim 1620$   $\text{cm}^{-1}$ -nél (PIMENTA et al. 2007). Az amorf szén jellegzetes sávja, a D3-sáv  $\sim 1500$   $\text{cm}^{-1}$ -nél látható (*I. ábra*; BENY-BASSEZ & ROZAUD 1985). A D1-sáv vállán,  $\sim 1180$  és  $1250$   $\text{cm}^{-1}$  között megjelenő D4-sáv pedig a grafitrétegekből kilógó tetraédres szénatomok rezgéseiből származtatható (*I. ábra*; SADEZKY et al. 2005; LAHFID et al.



**1. ábra.** Szén anyag szemcsék (vitrinit) Raman-spektrumi az esettanulmány során vizsgált kőzetsorozatban.

A, Vitrinit jellegzetes Raman-spektruma és a ráillesztett csúcsok (D1, D3, D4 és G) az egyik vizsgált mintából (Rb-661\_28). B, Vitrinit szemcsék Raman-spektrumi a vizsgált kőzetekből

**Figure 1.** Raman spectra of the carbonaceous materials (vitrinite) in the studied samples.

A, Characteristic spectra and bands (D1, D3, D4 and G) of vitrinite from a studied sample (Rb-661\_28). B, Raman spectra of vitrinite from the studied samples

2010). Az érettség csökkenésével a G-sáv pozíciója fokozatosan változik  $\sim 1582 \text{ cm}^{-1}$ -ről  $\sim 1610 \text{ cm}^{-1}$ -ig és aszimmetrikus lesz (LAHFID et al. 2010). Ezzel párhuzamosan a D1-sáv felhasad, egy  $1330 \text{ cm}^{-1}$  és egy  $1380 \text{ cm}^{-1}$ -nél elhelyezkedő sávra (LIU et al. 2013) oszlik.

A korábbi munkákban ezen sávok csúcspozíciójának változásai vagy a sávok félértékszélességei alapján becsülték meg a szén anyag érési hőmérsékletét (pl. BEYSSAC et al. 2002, RAHL et al. 2005, KOUKETSU et al. 2014), azonban LÜNSDORF & LÜNSDORF (2016) munkája bemutatta, hogy ezeknek a paramétereknek a használata nem minden esetben alkalmas a hőmérséklet pontos meghatározására. Ezekkel szemben az ajánlott paraméter, amely folyamatos változást mutat mind a szénülés, mind a grafitosodás során ( $100$  és  $600 \text{ }^\circ\text{C}$  között), az a D-, illetve a G-sávokra arányosított csúcs alatti terület (D\_STA és G\_STA; scaled total area; LÜNSDORF & LÜNSDORF 2016; LÜNSDORF et al. 2017). A LÜNSDORF et al. (2017) által ismert metamorf csúcs hőmérsékletű referencia kőzetsorozatban elvégzett mérések azt mutatták, hogy a kisebb hőmérsékleti tartományban ( $<300 \text{ }^\circ\text{C}$ ) a D\_STA értékek fokozatosan csökkennek a növekvő hőmérséklettel. Ezzel szemben a G\_STA értékek csak kb.  $270 \text{ }^\circ\text{C}$ -ig mutatták ugyanezt a tendenciát, e felett pedig fokozatosan növekvő értékek jelentkeztek. A nagyobb hőmérsékleti tartományban ( $>300 \text{ }^\circ\text{C}$ ) a D\_STA értékek  $\sim 400 \text{ }^\circ\text{C}$ -ig tartották a csökkenő trendet, míg e felett fokozatosan növekedtek. Ezzel szemben a G\_STA értékek kb.  $370 \text{ }^\circ\text{C}$ -ig konstansnak mutatkoztak, ezt követően pedig exponenciális csökkenés volt tapasztalható. Ezt a  $400 \text{ }^\circ\text{C}$  körüli hőmérsékleti tartományt, ahol a D-, illetve a G-sávokra arányosított csúcs alatti területek tendenciájában változás következik be, átmeneti zónának nevezték el (LÜNSDORF et al. 2017). Munkájukban LÜNSDORF et al. (2017) bevezettek egy

úgynevezett G-alaktényező, amely az  $1575 \text{ cm}^{-1}$  és  $1590 \text{ cm}^{-1}$  közötti Raman-eltolódáshoz tartozó átlagos intenzitásnak és az  $1610$  és  $1630$  közötti Raman-eltolódáshoz tartozó átlagos intenzitásnak az aránya. Ez a tényező jellemzi a G-csúcs (*1. ábra*) alakjának alakulását a hőmérséklet függvényében. Megfigyelték, hogy kisebb hőmérsékleti tartományban ( $<300 \text{ }^\circ\text{C}$ ) ez az érték 1 körül mozog, míg a  $350\text{--}400 \text{ }^\circ\text{C}$ -os tartománytól exponenciális emelkedést mutat (*1. táblázat*). A határértéket 3-nál állapították meg a G-alaktényezőre vonatkozóan, az ennél kisebb értékeknél a D\_STA, míg az ennél nagyobbánál a G\_STA érték használandó a hőmérséklet meghatározásához. Így a G-alaktényező lehetőséget nyújt a két, önmagukban váltakozó tendenciát mutató csúcs alatti terület összekapcsolására és egy folytonos trend kirajzolására, amelyben a D-, illetve a G-csúcsra arányosított csúcs alatti területek folyamatos csökkenést mutatnak a hőmérséklet emelkedésének függvényében (*2. ábra*).

## A referencia kőzetsorozat

A kalibrációs görbe elkészítéséhez használt kőzetsorozat mintáinak részletes leírása LÜNSDORF et al. (2017) munkájában található. A referencia kőzetsorozat egy-egy darabját Dr. Keno LÜNSDORF bocsátotta rendelkezésünkre. A kőzetsorozat mintái a Nyugati-Alpokból származnak, független módszerrel (pl.: klorit termométer, kalcit-dolomit termométer) meghatározott metamorf csúcs hőmérséklettel rendelkeznek, és a mély diagenézis – nagyfokú metamorfózis hőmérséklet-tartományát fedik le (kb.  $160\text{--}600 \text{ }^\circ\text{C}$ ; *1. táblázat*).

A referenciasorozat mintáit a LÜNSDORF et al. (2017) által javasolt protokoll szerint készítettük elő. A  $300 \text{ }^\circ\text{C}$ -nál kisebb metamorf csúcs hőmérsékletű mintákból beágyazott



**I. táblázat.** A referencia kőzet sorozat metamorf csúcshőmérsékletei (LÜNSDORF et al. 2017), valamint az ELTE TTK KKIC Raman-laboratóriumában végzett mérések eredményei (D\_STA, G\_STA és G-alaktényező, valamint ezek szórásai), amelyek a kalibrációs görbe (2. ábra) alapját szolgálják

**Table I.** Metamorphic peak temperatures of the reference series samples (LÜNSDORF et al. 2017), and the computed D\_STA, G\_STA and G-shape factors with their uncertainties at the ELTE TTK KKIC Raman laboratory. These values were used to compute the calibration curve (Figure 2)

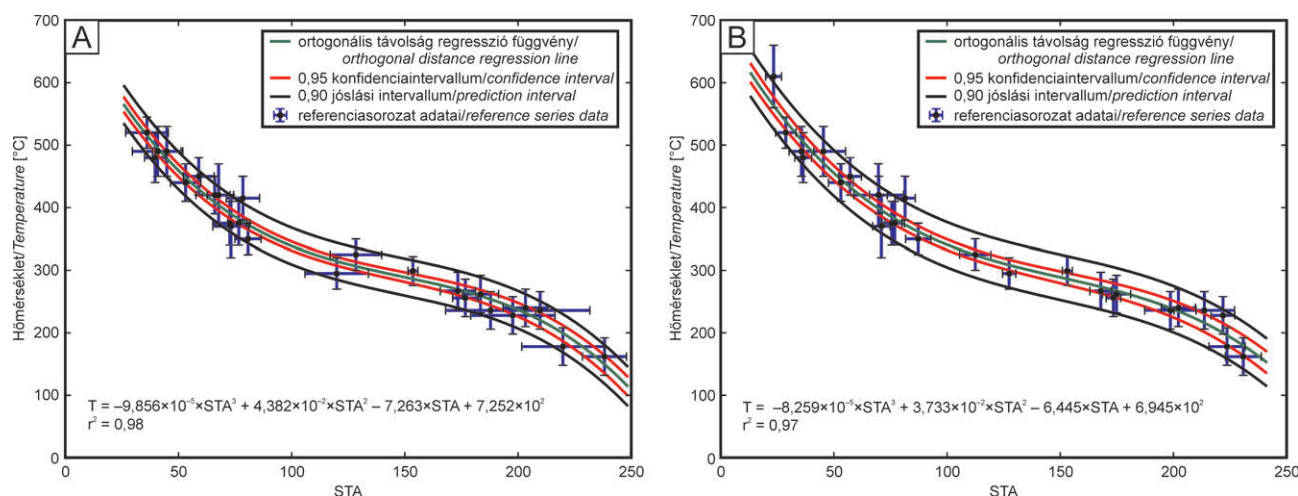
Referenciaminta*	Metamorf csúcshőmérséklet [°C]	D_STA	std	G_STA	std	G-alaktényező	std	n	STA <sub>532</sub>
KL14-5_elte	162±30	238	10	157	8	1,24	0,11	15	238
KL14-7_elte	178±30	220	18	150	15	0,99	0,08	16	220
KL14-21_elte	228±30	198	19	118	13	0,88	0,15	13	199
KL14-16_elte	236±30	210	22	124	17	0,99	0,19	30	210
KL16-31_elte	236±30	188	20	108	12	0,69	0,04	23	188
KL16-35_elte	240±30	203	10	128	12	0,86	0,06	20	203
KL14-17_elte	256±30	177	6	109	3	0,93	0,05	20	177
KL16-43_elte	262±30	183	8	113	6	1,04	0,06	14	183
KL14-13_elte	267±30	173	8	108	6	0,83	0,15	13	173
KL14-1_elte	295±25	120	14	117	17	0,80	0,05	24	120
KL14-19_elte	299±23	154	2	120	2	0,79	0,02	20	154
KL16-8_elte	325±25	128	11	134	8	0,76	0,03	23	128
KL16-19_elte	350±25	81	6	157	10	1,09	0,04	10	81
KL14-58_elte	370±50	73	8	150	21	1,18	0,20	25	73
KL16-10_elte	375±35	73	7	162	18	1,26	0,05	20	73
KL16-11_elte	375±35	77	5	140	10	1,33	0,15	23	77
KL16-14_elte	415±35	78	7	88	12	2,34	0,45	20	78
KL14-59_elte	420±50	68	5	87	6	2,62	0,13	15	68
KL16-29_elte	420±30	74	13	66	8	3,36	0,28	20	66
KL16-27_elte	440±30	79	12	53	7	4,56	0,79	9	53
KL14-56_elte	450±30	70	8	59	7	3,96	0,48	12	59
KL16-23_elte	480±40	102	17	40	5	6,58	2,33	25	40
KL16-15_elte	490±40	86	14	45	6	4,58	1,15	23	45
KL16-16_elte	490±40	102	37	41	11	6,50	2,71	17	41
KL14-52_elte	520±25	132	51	36	10	9,37	3,17	21	36

\*A referenciaminták részletes adatait LÜNSDORF és munkatársai (2017) cikke tartalmazza.

blokkok, felületi csiszolatok, míg a 300 °C-nál nagyobb hőmérsékletűekből vékonycsiszolatok készültek. A minták felpolírozása során használt legfinomabb szuszpenzió 1 µm-es volt a protokollnak megfelelően (LÜNSDORF 2016).

### Mérési körülmények

A Raman-mikrospektroszkópos méréseket az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán működő Központi Kutató és Ipari Kapcsolatok Centrum

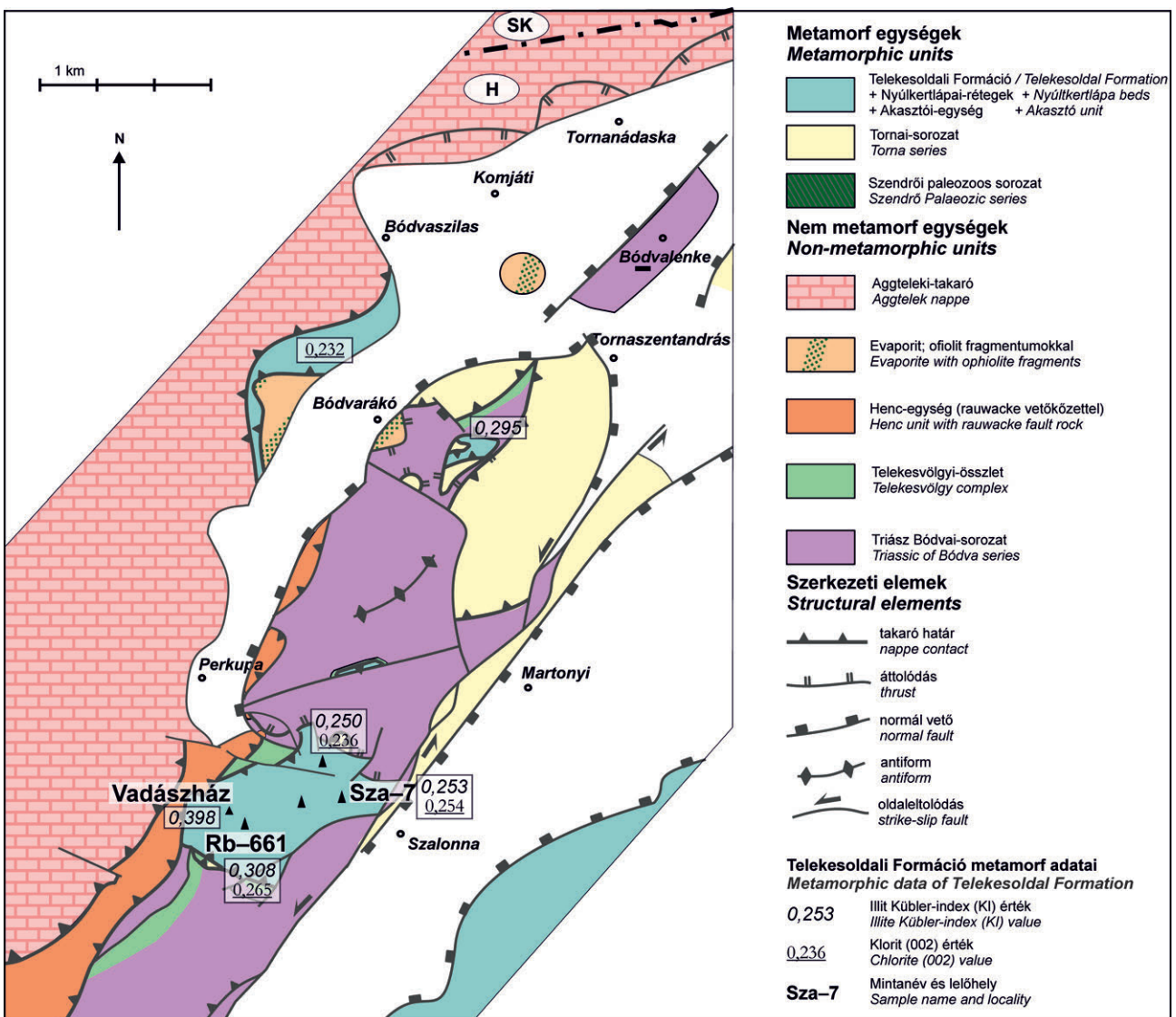


**2. ábra.** Az ELTE-KKIC Raman-laboratóriumában mért referencia mintasorozat kalibrációs görbéje (A) összevetve a LÜNSDORF et al. (2017) által publikált görbével (B)  
**Figure 2.** The calibration curves of the reference sample series measured in the ELTE-KKIC Raman laboratory (A) and reported in LÜNSDORF et al. (2017) (B)

(KKIC) Horiba Jobin Yvon gyártmányú LabRAM HR800 típusú konfokális Raman-mikrospektrométerén végeztük. Gerjesztő fényforrásként 532 nm-es hullámhosszú (zöld) Nd:YAG lézert használtunk. A lézer névleges teljesítménye a forrásnál 130 mW, a minta felszínére ezt szűrők segítségével ~0,2 mW-ra csökkentettük, elkerülve a szénés anyag foto-oxidációját, illetve termális átalakulását a lézersugár hatására. A lézert egy Olympus BXFM mikroszkóp 100×-os nagyítású, 0,9-es numerikus apertúrájú objektívvel fókuszáltuk a minta felszínére, a konfokális rés 100 μm volt. Az adatgyűjtési idő 2–4×10–30 másodperc volt, a spektrumok 500 és 2100 cm<sup>-1</sup> között lettek rögzítve. A mérések során 600 barázda (grooves)/mm felbontású optikai rácst használtunk.

Mintánként 15–30 szénés anyag szemcsét elemeztünk (az adott mintában rendelkezésre álló szénés anyag szemcsék mennyiségének függvényében), a vékonycsiszolatok esetében a szintelen, jellemzően kalcit szemcsékben/alatt lévő szénés anyag szemcséket választottuk ki a mérésre

(BEYSSAC et al. 2002, LÜNSDORF et al. 2017). A háttér- és csúcsillesztést a LÜNSDORF & LÜNSDORF (2016) által bemutatott IFORS szoftver segítségével végeztük. A kalibrációs görbe létrehozása szintén ezzel a szoftverrel történt, a vizsgált referenciaminták spektrumainak csúcs alatti területei, valamint a független módszerrel meghatározott metamorf csúcshőmérséklet alapján (1. táblázat). Az általunk létrehozott, illetve a LÜNSDORF et al. (2017) által közölt kalibrációs görbéket a 2. ábra mutatja be. A mért referencia kőzetsorozat részletes adatsorait (D(STA), G(STA), G-alaktényező, D<sub>max</sub>-pozíció, G<sub>max</sub>-pozíció és D<sub>max</sub>/G<sub>max</sub> arányértékek) az 1. táblázat tartalmazza. A LÜNSDORF et al. (2017) által megfigyelt tendenciák – a csúcs alatti területek (D(STA), G(STA)) és a G-alaktényező változása a metamorf csúcshőmérséklet növekedésének függvényében – az általunk elvégzett méréseken is jól nyomon követhetők (1. táblázat). Az ELTE TTK KKIC Raman-laboratóriumában létrehozott kalibrációs görbe egyenlete (2. ábra; LÜNSDORF et al. 2017 alapján):



3. ábra. A terület egyszerűsített földtani térképe (KOVÁCS 1989, KOROKNAI 2004, KÖVÉR et al. 2009a, DEÁK-KÖVÉR 2012 alapján)

Figure 3. Simplified geological map of the studied area (after KOVÁCS 1989, KOROKNAI 2004, KÖVÉR et al. 2009a, DEÁK-KÖVÉR 2012)

$$T_{532nm} (^{\circ}C) = -9,856 \times 10^{-5} \times STA^3 + 4,382 \times 10^{-2} \times STA^2 - 7,263 \times STA + 7,252 \times 10^2,$$

ahol az STA a D-csúcsra (ha G-alaktényező < 3), illetve a G-csúcsra (ha G-alaktényező > 3) vonatkoztatott csúcs alatti területnek felel meg. Ez az egyenlet, valamint a kalibrációs görbe lefutása laborról laborra változik a referenciasorozaton alapuló mérések, a használt lézer hullámhossza, valamint a Raman-spektrométer egyedi beállításainak függvényében (2. ábra). Mivel a referenciasorozatra meghatározott metamorf csúcs hőmérsékletek rögzítettnek tekinthetők, ezáltal az egyes laborok egyedi kalibrációs görbéi alapján születt eredmények összehasonlíthatóvá válnak.

### Esettanulmány (Aggtelek–Rudabányai-hegység)

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység a Belső Nyugati-Kárpátok része, késő perm–jura korú üledékes kőzetek építik fel (BALOGH & PANTÓ 1949, 1952; LESS et al. 1988; SZENTPÉTERY & LESS 2006). Az esettanulmány során vizsgált minták a középső, késő jura Telekesoldali Formációból származnak (3. ábra).

#### Telekesoldali Formáció (TO)

Az összlet agyagpala, finom- és aprószemcsés homokkőrétegek és boudinek, valamint polimikt olisztosztrómarétegek alkotják, kevés korjelző ősmaradvánnyal (GRILL 1988). Az összlet kora a szegényes radioláriafauna és dino-flagelláta ciszták alapján kora bajoci–kallovi (KÖVÉR et al. 2009b, DEÁK-KÖVÉR 2012), bár GRILL (1988, 2012) úgy véli, hogy a képződés a késő jurába is felnyúlik.

A vizsgált minták az összlet tipikus litofációjából származnak, ami sötétszürke-fekete agyagpala és márgapala, amelyben kvarcerek, illetve vékony, finomszemcsés homokkőrétegek fordulnak elő, képlékeny deformációra utaló jelekkel. A homokkőben a domináns kvarcsezemcsék mellett

jelentős mennyiségű plagioklász és változó mennyiségű muszkovit fordul elő (KÖVÉR et al. 2008, 2009b).

Munkánk során a Rudabánya Rb–661 és a Szalonna Sza–7 fúrásból származó mintákat, valamint egy felszíni mintát (Telekesoldal, Vadászház – TO–7) vizsgáltunk (3. ábra; II. táblázat). Itt sötétszürke agyag és márgapala érintkezik egy több tíz méteres riolit olisztolittal, amelynek kora  $219,3 \pm 6,2$  millió év (KÖVÉR et al. 2018).

Az Sza–7 jelű fúrás a Nagy Telekes-tető ÉK-i oldalán mélyült, és végig a Telekesoldali Formációba sorolható fekete és sötétszürke agyaggalát, aleuritpalát, márgapalát harántolt (KÖVÉR et al. 2008). A vizsgált Sza–7/9 minta 181,5 m-ről származik, ami fekete agyagpala sűrű palássággal, gyűrt kalciterekkel.

Az Rb–661 fúrás felső részét a Telekesoldali Formációba sorolható agyagpala és riolit olisztolit alkotja (4. ábra), ami egy ~10 m vastag tektonikus breccsa mentén érintkezik az alatta található anhidritrétegeket és gipszereket tartalmazó, tarka sziliciklasztos-dolomitos sorozattal (felső perm Perkupai Evaporit Formáció). A minták számát, helyzetét a 3. és 4. ábrák mutatják be.

#### Petrográfiai leírás

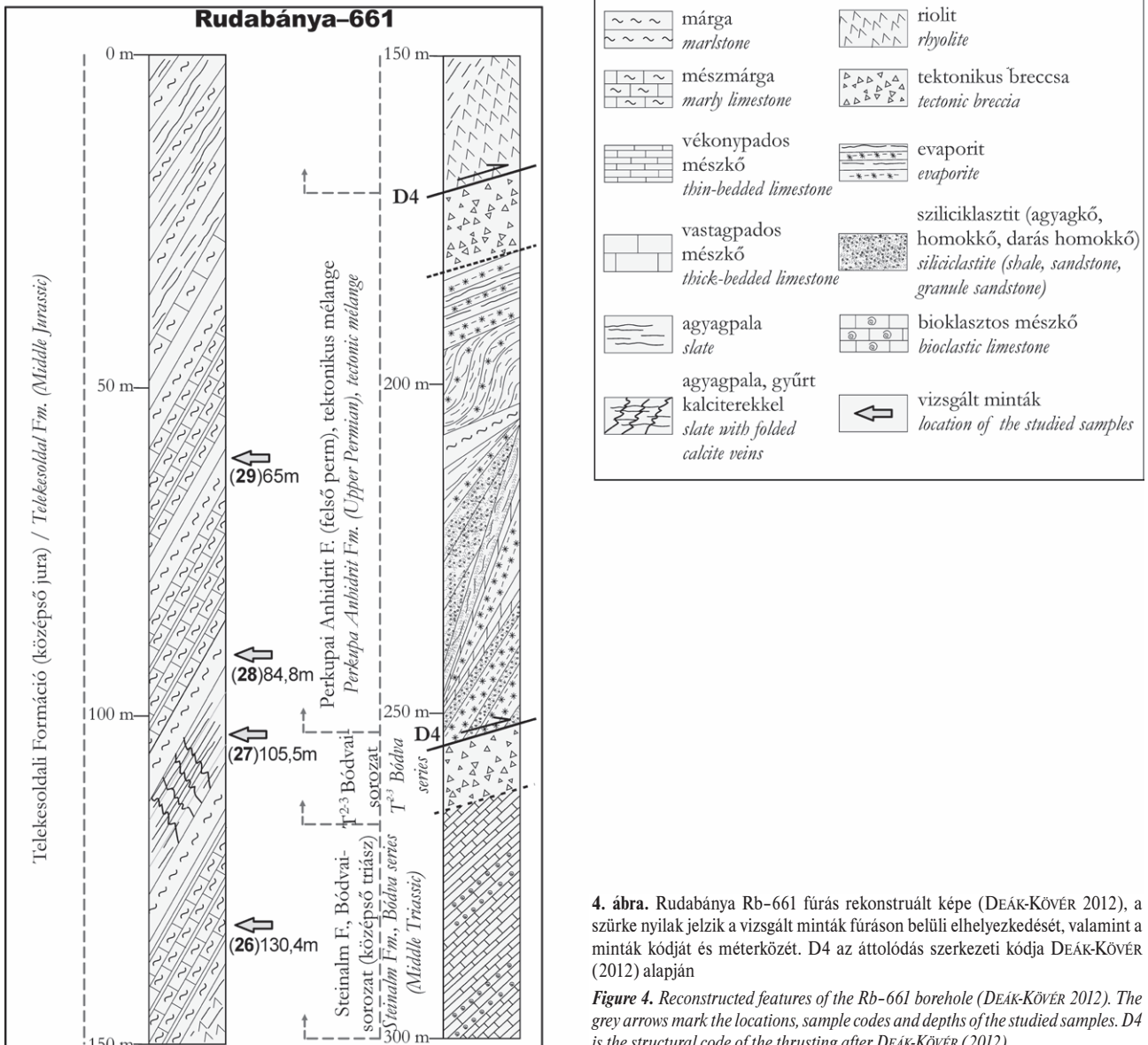
Agyagkő, metaaleurolit, agyagmárga és márga a leggyakrabban előforduló kőzettípusok az összletben. A fő kőzetalkotó kvarc mellett illit-K-fehér csillám, klorit, kalcit, dolomit (Sza–7, Rb–661) és plagioklász (albit) jelenik meg számottevő mennyiségben (Sza–7), járulékos elegyrészként pedig pirit, rutil (Sza–7, Rb–661), spinell (Sza–7, TO–7) és hematit (Sza–7) fordulhat elő a vizsgált mintákban (DEÁK-KÖVÉR 2012). Az Rb–661 fúrás legalsó része jelentős mennyiségű gipszet is tartalmaz (DEÁK-KÖVÉR 2012).

A legtöbb szerves anyag (vitrit) szemcse a szemcseközi térben helyezkedik el, más típusú szerves anyag szemcsék (5. ábra A–B), valamint a kőzetalkotó kvarc- és kalcit szemcséi között (5. ábra C–D) fordulnak elő. A vitrit szemcsék alakja izometrikus (5. ábra C–D), bizonyos esetekben a palássággal párhuzamosan megnyúltak (5. ábra E–F). Maxi-

II. táblázat. A vizsgált Telekesoldali minták Raman-adatsora (D\_STA, G\_STA és G-alaktényező, valamint ezek szórásai) és a számolt metamorf csúcs hőmérsékletek

Table II. Raman data (D\_STA, G\_STA and G-shape factor with their uncertainties) of the studied Telekesoldal samples and the computed metamorphic peak temperatures

Mintanév	Lelőhely	Kőzettípus	Metamorf csúcs hőmérséklet [ $^{\circ}C$ ]*	D_STA	std	G_STA	std	G_alaktényező	std	n	STA <sub>332</sub>
TO-7 (felszíni minta)	Telekesoldal, vadászház	metaaleurolit-agyagkő	262±10	180	10	129	10	0,87	0,10	29	180
Rb661-28 (84,8 m)	Rudabánya 661-es fúrás	agyagmárga	273±6	169	6	116	5	0,81	0,04	32	169
Rb661-26 (130,4 m)	Rudabánya 661-es fúrás	márga	274±8	167	10	117	9	0,79	0,08	33	167
Rb661-29 (65 m)	Rudabánya 661-es fúrás	márga-agyagmárga	276±8	165	10	115	12	0,81	0,04	31	165
Sza7/9 (181,5 m)	Szalonna 7-es fúrás	agyagkő	280±8	164	6	118	10	0,80	0,04	32	164



4. ábra. Rudabánya Rb-661 fúrás rekonstruált képe (DEÁK-KÖVÉR 2012), a szürke nyilak jelzik a vizsgált minták fúrásban belüli elhelyezkedését, valamint a minták kódját és méterközét. D4 az áttolódás szerkezeti kódja DEÁK-KÖVÉR (2012) alapján

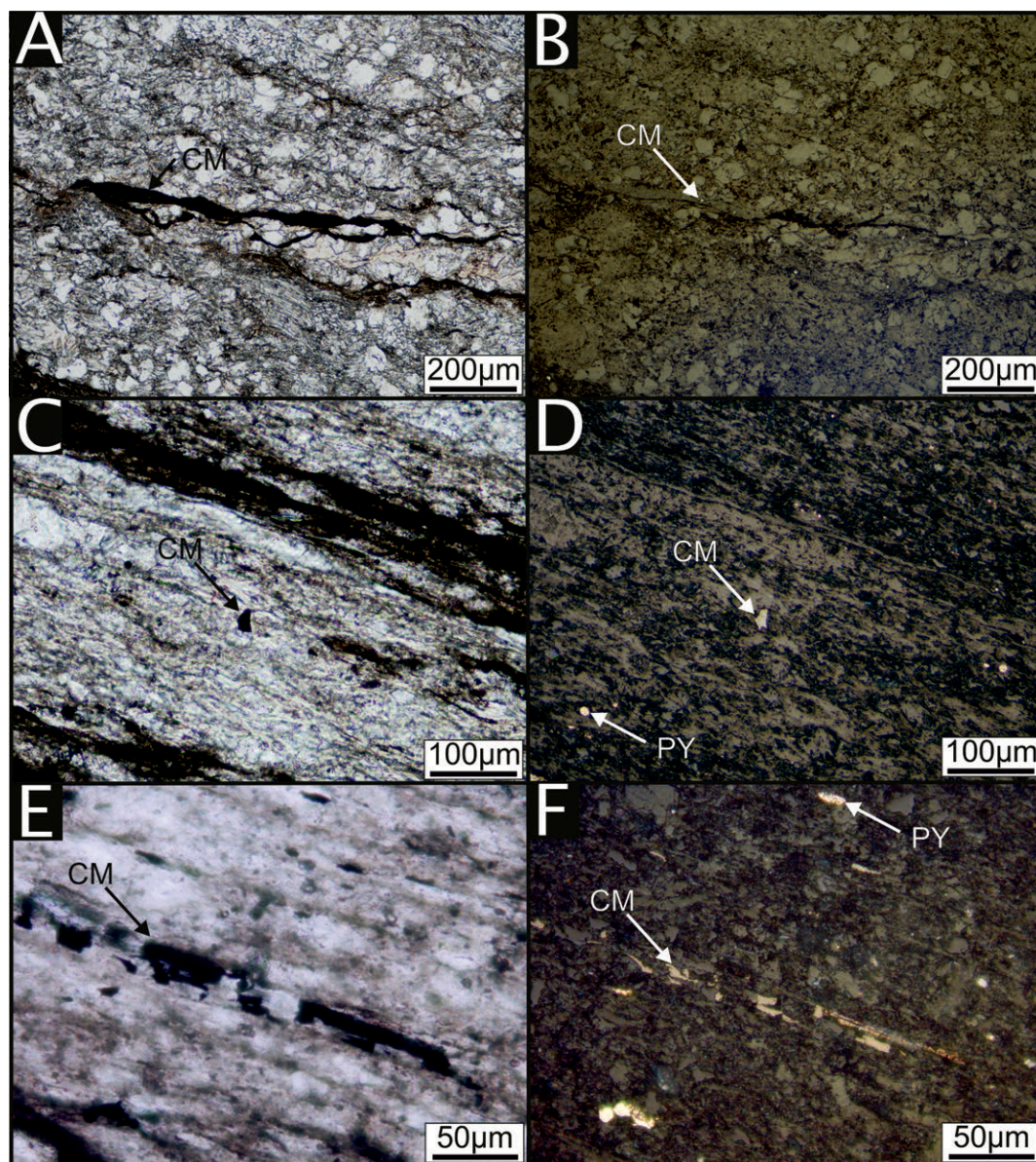
Figure 4. Reconstructed features of the Rb-661 borehole (DEÁK-KÖVÉR 2012). The grey arrows mark the locations, sample codes and depths of the studied samples. D4 is the structural code of the thrusting after DEÁK-KÖVÉR (2012)

mális átmérőjük jellemzően 5–10  $\mu\text{m}$ , de a megnyúlt szemcsék akár az 50  $\mu\text{m}$ -t is elérhetik (5. ábra E–F).

#### Korábbi eredmények összefoglalása

A Telekesoldali Formációt ért metamorf csúcshőmérsékletet a korábbi munkák illit (Kübler-index, KI) és klorit „kristályosság” (ChC), valamint vitrint reflexió (VR) alapján próbálták becsülni (6. ábra). Ezek közül számszerű hőmérsékleti értéket csupán a vitrint reflexióból lehet számolni, míg az illit és klorit „kristályossági” értékekből csak a metamorf tartományra (diagenetikus-anchizóna-epizóna) lehet következtetni. Az anchizóna határai 0,25–0,42  $\Delta^2\Theta$  KI, ahol a 0,25  $\Delta^2\Theta$  KI ~300–350 °C-nak, míg a 0,42  $\Delta^2\Theta$  KI ~200 °C-nak feleltethető meg (6. ábra; ÁRKAI 1991). Az anchizónán belül elkülönítenek egy kis és egy nagy hőmérsékletű régiót, ennek határa 0,30  $\Delta^2\Theta$  KI (ÁRKAI 1991). A teljes Telekesoldali Formációra meg-

határozott KI-értékek többségükben az anchizóna nagy hőmérsékletű régiójába estek: KI: 0,130–0,398  $\Delta^2\Theta$ , átlag: 0,265 $\pm$ 0,067  $\Delta^2\Theta$  KI (ÁRKAI et al. 2003, KÖVÉR et al. 2009a, DEÁK-KÖVÉR 2012). A vizsgált minták közül az Rb-661-es fúrásra meghatározott KI-értékek átlaga: 0,308 $\pm$ 0,045  $\Delta^2\Theta$ , az Sza-7-es fúrásra 0,283 $\pm$ 0,006  $\Delta^2\Theta$ , míg a felszíni mintára (TO) 0,398  $\Delta^2\Theta$  (DEÁK-KÖVÉR 2012). Ezek kicsit kisebb hőmérsékleti tartományt jeleznek, mint a teljes összletre meghatározott átlagérték. A két fúrásra meghatározott KI-értékek az anchizóna kis és nagy hőmérsékletű tartományának a határára esnek, míg a felszíni minta a kis hőmérsékletű anchizóna régióba esik. A klorit „kristályossági” értékek hasonló eredményeket adtak a teljes összletre és a vizsgált mintákra vonatkozóan is. A teljes Telekesoldali Formációra meghatározott ChC (002) értékek is az anchizóna tartományba estek (0,24–0,30  $\Delta^2\Theta$ ), átlaguk 0,252 $\pm$ 0,018  $\Delta^2\Theta$  (ÁRKAI et al. 2003, KÖVÉR et al. 2009a, DEÁK-KÖVÉR 2012).



5. ábra. A vizsgált mintákban található szerves anyag szemcsék jellegzetes mikroszkópi képei (A, C, E: áteső fény, 1N; B, D, F: ráeső fény, 1N)

A-B: Palássággal párhuzamosan megnyúlt, hullámos halmazokban megjelenő szerves anyag szemcsék az Rb-661-26 mintában. C-D: Izometrikus, szögletes vitrinit-szemcse főleg kalcitból álló mátrixban az Rb-661-28 mintában. E-F: Palássággal párhuzamosan megnyúlt, szögletes vitrinit-szemcsék a Rb-661-28 mintában. CM - szerves anyag; PY - pirít

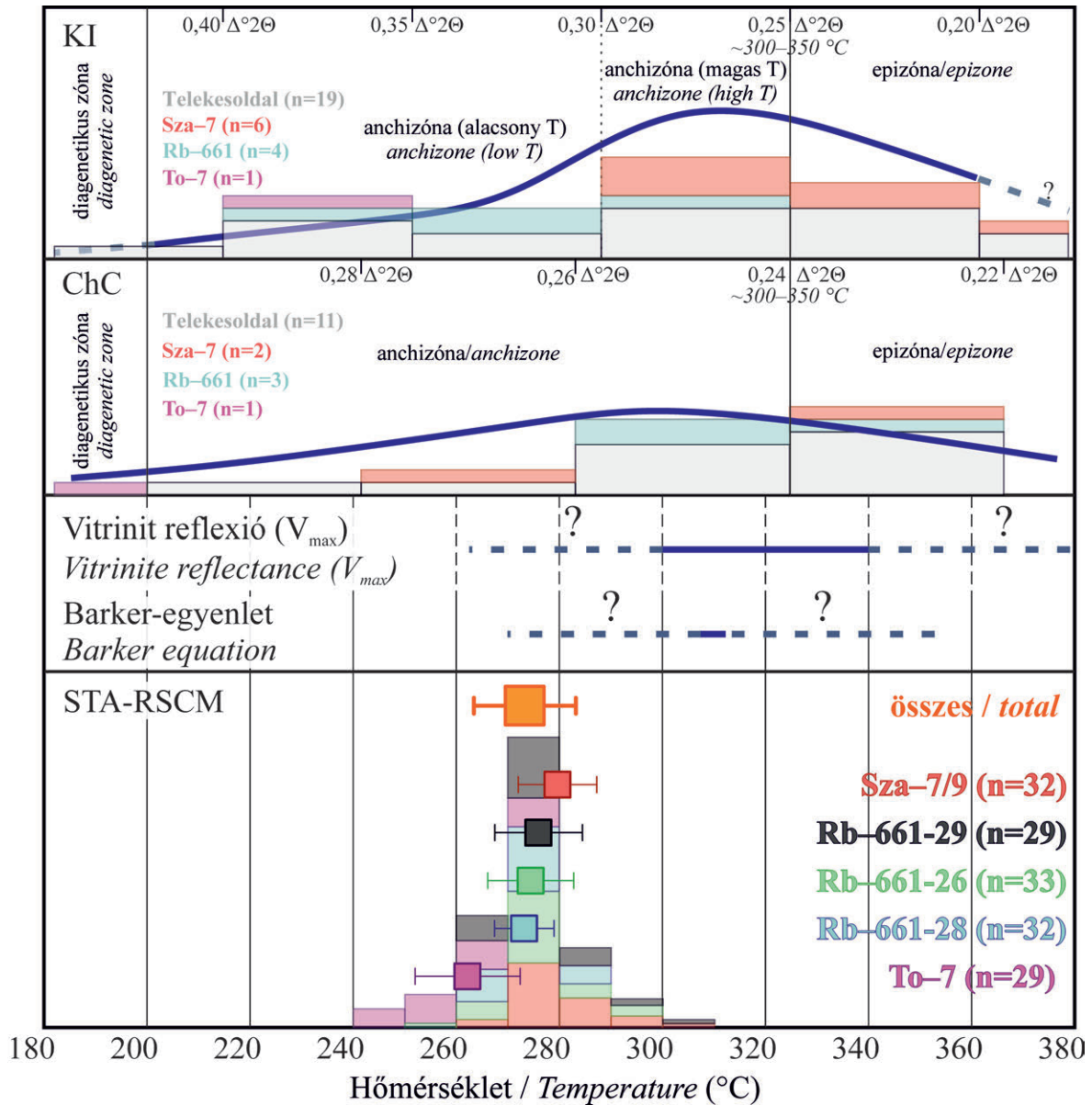
**Figure 5.** Characteristic features of the vitrinite grains in the studied samples (A, C, E: transmitted light, 1N; B, D, E: reflected light, 1N)

A-B: sample Rb-661-26; sheared particles occurring in undulating patches, parallel to the foliation. C-D: sample Rb-661-28; isometric, rectangular vitrinite particle in the calcite matrix. E-F: sample Rb-661-28; isometric, but sheared vitrinite particles, parallel to the foliation. CM - carbonaceous material; PY - pyrite

Ezzel átfednek az Rb-661-es és az Sza-7-es fúrásra meghatározott értékek is ( $0,243 \pm 0,019 \Delta^{\circ}2\Theta$ , illetve  $0,254 \pm 0,031 \Delta^{\circ}2\Theta$ ), míg a felszíni minta kicsivel nagyobb értéket adott eredményül ( $0,316 \Delta^{\circ}2\Theta$ ; DEÁK-KÖVÉR 2012). A maximum vitrinit reflexiós értékekből ( $R_{\max}$ : 4,8–5,6%; ÁRKAI & KOVÁCS 1986, KÖVÉR et al. 2009a), BARKER (1988) egyenlete alapján,  $R=4,86\%$ -os átlaggal számolva a Telekesoldali Formációra kb.  $310^{\circ}\text{C}$  metamorf csúcshőmérséklet adható meg. Ez jó egyezést mutat a kapott KI- és ChC-értékekből becsülhető hőmérsékletekkel (KÖVÉR et al. 2009a, DEÁK-KÖVÉR 2012).

### Szerves anyag szemcsék Raman-spektroszkópiai vizsgálatán alapuló metamorf csúcshőmérséklet meghatározás

Mintánként 29–33 vitrinit-szemcsét mértünk meg, ezek egy-egy jellegzetes spektrumát az I. ábra, részletes adatait és Raman-spektrumait a II. táblázat, valamint a Digitális melléklet tartalmazza. A metamorf csúcshőmérsékleteket a referencia kőzetsorozaton alapuló kalibrációs görbe alapján határoztuk meg (2. ábra A). A mintákra kapott hőmérsékletek összesítve  $242$  és  $301^{\circ}\text{C}$  között változnak. A nagyobb



**6. ábra.** A szemes anyag szemcsék Raman-spektrumából számolt metamorf csúcshőmérsékletek eloszlása a tanulmányozott mintákban (STA-RSCM panel), valamint a korábbi eredményekből becsülhető eredmények a Telekesoldali Formációra (KI, ChC és  $V_{max}$  panelek; ÁRKAI et al. 2003 és DEÁK-KÖVÉR 2012 alapján). A vitrinit reflexióból számolt, valamint az illit (KI) és klorit (ChC) „kristályosságából” becsülhető hőmérsékletek csak közelítő értékeket jeleznek, a kérdőjelek az adatok bizonytalanságát jelzik. Az anchizóna és epizóna határa ~300–350 °C-ra tehető (ÁRKAI 1991). Az STA-RSCM panelen szereplő hisztogram az egyedi vitrinitszemcsék mérési eredményein alapul, a kisebb négyzetek a vizsgált minták metamorf csúcshőmérsékleteinek az átlagát mutatják az adatok szórásával együtt, míg a nagyobb négyzet az összesített metamorf csúcshőmérséklet-értéket ( $273 \pm 10$  °C) jelöli. A KI, ChC és STA-RSCM paneleken az y tengely az adatok gyakoriságát mutatja be; n - mintaszám

**Figure 6.** Distribution of peak metamorphic temperatures calculated from the Raman spectra of vitrinite grains in the studied samples (STA-RSCM panel), and the previous results from the Telekesoldal Formation (KI, ChC and  $V_{max}$  panels based on data of ÁRKAI et al. 2003 and DEÁK-KÖVÉR 2012). The estimated temperatures from the vitrinite reflectance, illite (KI) and chlorite (ChC) “crystallinity” data are approximations only, the question marks refer to the uncertainties of the values. Note the uncertainty of the anchizone-epizone temperature boundary (~300–350 °C; ÁRKAI 1991). The histogram on the STA-RSCM panel is based on the temperature data of the individual measured carbonaceous grains, the smaller rectangles are the average temperature results with uncertainties for each sample, whereas the larger rectangle is the averaged peak metamorphic temperature for the whole complex ( $273 \pm 10$  °C). The y axis of the KI, ChC and STA-RSCM panels reflects on the frequency of the data; n - number of measurements

metamorf csúcshőmérsékleteket a fúrásokból származó minták adták: az Sza-7-es fúrásból származó minta  $280 \pm 8$  °C-ot, az Rb-661-es fúrásból származó 29 jelzésű minta  $276 \pm 8$  °C-ot, a 26 jelzésű minta  $274 \pm 8$  °C-ot, míg a 28 jelzésű minta  $273 \pm 6$  °C-ot adott eredményül (6. ábra). Ezzel szemben a felszíni Telekesoldal-mintából valamivel kisebb meta-

metamorf csúcshőmérsékletet határoztunk meg ( $262 \pm 10$  °C; 6. ábra). Az STA-RSCM termométer bizonytalansága a kalibrációs görbe illesztéséből adódóan  $\pm 29$  °C, mivel azonban az egyes mintákra kapott értékek ennél kisebb tartományt fednek le, a bizonytalanságot a szórással (standard deviation) adtuk meg. A két fúrás, valamint a felszíni minta KI-

értékeiben megjelenő minimális különbségek a meghatározott metamorf csúcshőmérsékleti értékekben is megfigyelhetők (6. ábra; felszíni minta nagyobb KI-értéke, kisebb hőmérséklete). Az egyes minták között megfigyelhető minimális hőmérsékleti különbségek ellenére hibahatáron belül az összes kapott érték átfed egymással, egy  $273 \pm 10$  °C metamorf csúcshőmérsékleti tartományt jelölve ki a Telekesoldali Formáció tanulmányozott mintáira. A kapott hőmérsékleti adatok jó átfedést mutatnak a vizsgált mintákra korábban meghatározott hőmérséklet-tartománnyal (ÁRKAI et al. 2003, KÖVÉR et al. 2009a, DEÁK-KÖVÉR 2012). A vizsgált minták szenes anyag szemcséiből mért metamorf csúcshőmérsékletek átlagai 262–280 °C közé esnek (6. ábra), amely megfeleltethető az anchizóna nagy hőmérsékletű tartományának. Ezek az értékek egy szűkebb intervallumát adják a KI- és ChC-értékek alapján becsült tartománynak (6. ábra; DEÁK-KÖVÉR 2012). A korábban a teljes összletre meghatározott vitrinit reflexióból a Barker-egyenlet (KÖVÉR et al. 2009a, DEÁK-KÖVÉR 2012) segítségével számolt hőmérséklet tartománya valamivel nagyobb metamorf hőmérsékletet jelölt ki (310 °C), azonban ez csak egy közelítő módszer, amelynek bizonytalansága nem ismert, így az STA-RSCM termométer alapján számolt hőmérséklet tekinthető inkább elfogadhatónak.

### Következtetések

A szenes anyag Raman-spektroszkópiai módszerrel meghatározott Raman-hőmérséklet értékek a ~140 millió évvel ezelőtti kiskokú metamorfózis csúcshőmérsékletét rögzítik. A már rendelkezésre álló illit és klorit „kristályosság” értékek segítségével meghatározott hőmérsékleti tartományt (anchizóna nagy hőmérsékletű tartománya; DEÁK-KÖVÉR 2012) a jelen tanulmányban alkalmazott szenes anyag Raman-spektroszkópiai módszerrel sikerült leszűkíteni, pontosítani, így a Telekesoldali Formáció metamorf csúcshőmérséklete  $273 \pm 10$  °C-ra tehető. A korábbi (illit és klorit „kristályosság”, illetve vitrinit reflexió) módszereken alapuló hőmérséklet-meghatározások jóval szélesebb hőmérsékleti tartományt fedtek le (6. ábra), nagyobb bizonytalansággal terheltek (vitrinit reflexió), illetve pontos hőmérsékletértéket nem adnak minden esetben (Kübler-index,

klorit „kristályosság), csak az összletek egymáshoz viszonyított helyzetére lehetett következtetni. Ezzel szemben az STA-RSCM termométer pontos hőmérséklet-meghatározást tesz lehetővé. Minden mért szenes anyag szemcséhez egy adott hőmérséklet rendelhető (a hozzá tartozó bizonytalansággal együtt), így a módszer alkalmas egy képződményen, vagy adott esetben akár egy mintán belüli különbségek kimutatására is.

A bemutatott módszer szenes anyagot tartalmazó minták esetében jól alkalmazható a metamorf csúcshőmérséklet meghatározásához. További előnye, hogy a mérés elvégzése nem igényel bonyolult mintaelőkészítést, nem szükséges hozzá nagy mintamennyiség, jól egészíti ki az illit és klorit „kristályossági” módszereket, valamint a felületi- és vékonycsiszolaton belüli vizsgálat lehetővé teszi, hogy a kapott hőmérsékletértékekhez szöveti megfigyeléseket is társítsunk. Így ezek együttes alkalmazása hozzájárul egy adott terület metamorf fejlődéstörténetének a megismeréséhez. A jelen munka során az ELTE TTK KKIC Raman-laboratóriumában elkészített kalibrációs görbe lehetővé teszi az ismeretlen hőmérsékletű minták meghatározását nemcsak a tanulmányban példaként bemutatott nagyon kiskokú – kiskokú metamorf tartományban, hanem jóval tágabb hőmérsékleti tartományban is (160–600 °C). Így akár érettebb szénhidrogének tároló és anyakőzetei vagy szenes összletek vizsgálatához is alkalmazható, kiváltva vagy kiegészítve a hagyományos vitrinit reflexió méréseket.

### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel tartoznak Keno LÜNSDORFNak, hogy a referencia kőzetminta sorozatot a rendelkezésünkre bocsátotta.

A kutatást az Európai Unió és Magyarország támogatta az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásában a GINOP-2.3.2-15-2016-00009 azonosítószámú ‘IKER’ pályázatban, valamint a K113013 számú NKFIH-OTKA pályázatban.

ARADI László Előd és SZABÓ Csaba az Emberi Erőforrások Minisztériuma, ELTE Felsőoktatási Intézményi Kiválósági Program (1783-3/2018/FEKUTSRAT) támogatásában részesült.

### Irodalom – References

- AMMAR, M. R. & ROUZAUD, J.-N. 2012: How to obtain a reliable structural characterization of polished graphitized carbons by Raman microspectroscopy. – *Journal of Raman Spectroscopy* **43/2**, 207–211. <https://doi.org/10.1002/jrs.3014>
- ÁRKAI P. 1991: Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. – *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 723–734. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1991.tb00561.x>
- ÁRKAI P. & KOVÁCS, S. 1986: Diagenesis and regional metamorphism of Aggtelek – Rudabánya Mountains (Northern Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* **29**, 349–373.
- ÁRKAI, P., FARYAD, S. W., VIDAL, O. & BALOGH, K. 2003. Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. – *International Journal of Earth Sciences* **92**, 68–85. <https://doi.org/10.1007/s00531-002-0303-x>

- AOYA, M., KOUKETSU, Y., ENDO, S., SHIMIZU, H., MIZUKAMI, T., NAKAMURA, D. & WALLIS, S. 2010: Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. – *Journal of Metamorphic Geology* **28/9**, 895–914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- BALOGH K. & PANTÓ G. 1949: A Rudabányai-hegység földtani térképe 1:25 000. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- BALOGH K. & PANTÓ G. 1952: A Rudabányai-hegység földtana. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1949. évről*, 135–154.
- BARKER, C. E. 1988: Geothermics of petroleum systems. Implications for stabilization of kerogen maturation after a geologically brief heating duration at peak temperature. In: MAGOON, L. (ed.): Petroleum Systems of the United States. – *US Geological Survey Bulletin* **1870**, 26–29. [https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0\\_5](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0_5)
- BARZOI, S. C. 2015: Shear stress in the graphitization of carbonaceous matter during the low-grade metamorphism from the northern Parang Mountains (South Carpathians) — Implications to graphite geothermometry. – *International Journal of Coal Geology* **146**, 179–187. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.05.008>
- BENY-BASSEZ, C. & ROUZAUD, J. 1985: Characterization of carbonaceous materials by correlated electron and optical microscopy and Raman microspectroscopy. – *Scanning electron microscopy* **1**, 119–132.
- BEYSSAC, O. & LAZZERI, M. 2012: Application of Raman spectroscopy to the study of graphitic carbons in the Earth Sciences. – In: DUBESSY, J., CAUMON, M.-C. & RULL F. (eds): Raman spectroscopy applied to Earth sciences and cultural heritage. — *EMU Notes in Mineralogy* **12**, 415–454. <https://doi.org/10.1180/EMU-notes.12.12>
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, J. N. 2002: Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. – *Journal of Metamorphic Geology* **20/9**, 859–871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., PETITET, J.-P., FROIGNEUX, E., MOREAU, M. & ROUZAUD, J. N. 2003: On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. – *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* **59/10**, 2267–2276. [https://doi.org/10.1016/S1386-1425\(03\)00070-2](https://doi.org/10.1016/S1386-1425(03)00070-2)
- BEYSSAC, O., SIMOES, M., AVOUAC, J. P., FARLEY, K. A., CHEN, Y.-G., CHAN, Y.-C. & GOFFÉ, B. 2007: Late Cenozoic metamorphic evolution and exhumation of Taiwan. – *Tectonics* **26/6**, TC6001. <https://doi.org/10.1029/2006TC002064>
- BUSTIN, R. M., ROSS, J. V. & ROUZAUD, J. N. 1995: Mechanisms of graphite formation from kerogen: experimental evidence. – *International Journal of Coal Geology* **28/1**, 1–36. [https://doi.org/10.1016/0166-5162\(95\)00002-U](https://doi.org/10.1016/0166-5162(95)00002-U)
- CRESPO, E., LUQUE, F. J., RODAS, M., WADA, H. & GERVILLA, F. 2006: Graphite-sulfide deposits in Ronda and Beni Bousera peridotites (Spain and Morocco) and the origin of carbon in mantle-derived rocks. – *Gondwana Research* **9/3**, 279–290. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.10.003>
- DEÁK-KÖVÉR, SZ. 2012: Structure, metamorphism, geochronology and deformation history of Mesozoic formations in the central Rudabánya Hills. – PhD thesis, Eötvös Loránd University, 162 p.
- FERRARI, A. C. & ROBERTSON, J. 2001: Resonant Raman spectroscopy of disordered, amorphous, and diamondlike carbon. – *Physical Review B* **64/7**, 075414. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.64.075414>
- GRILL, J. 1988: Jurassic formations of the Rudabánya Mts. (in Hungarian with English abstract). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary from 1986*, 69–103.
- GRILL J. 2012: Telekesoldali Formáció. In: FÖZÝ, I (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai egységei. Jura*. – Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 136–138.
- HATCHER, P. G. 1990: Chemical structural models for coalified wood (vitrinite) in low rank coal. – *Organic Geochemistry* **16/4**, 959–968. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(90\)90132-J](https://doi.org/10.1016/0146-6380(90)90132-J)
- HATCHER, P. G. & CLIFFORD, D. J. 1997: The organic geochemistry of coal: from plant materials to coal. – *Organic Geochemistry* **27/5**, 251–274. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00051-X](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00051-X)
- KOROKNAI, B. 2004: Tectonometamorphic evolution of the Uppony and Szendrő Paleozoic units. – PhD thesis, Eötvös University, 239 p. (in Hungarian with English abstract).
- KOUKETSU, Y., MIZUKAMI, T., MORI, H., ENDO, S., AOYA, M., HARA, H., NAKAMURA, D. & WALLIS, S. 2014: A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. – *Island Arc* **23/1**, 33–50. <https://doi.org/10.1111/iar.12057>
- KOVÁCS, S. 1989: Geology of North Hungary, Paleozoic and Mesozoic terrains. – *XXIst European Micropalaeontological Colloquium, Guidebook, Hungarian Geological Society, Hungary, Budapest, 1989*, 15–37.
- KÖVÉR SZ., FODOR L. & KOVÁCS S. 2008: A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata – régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, 2006, 97–120.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., NÉMETH, T., BALOGH, K. & KOVÁCS, S. 2009a: Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) unravelled by structural geological, metamorphic petrological and geochronological studies. – *Geodinamica Acta* **22**, 3–29. <https://doi.org/10.3166/ga.22.3-29>
- KÖVÉR, SZ., HAAS, J., OZSVÁRT, P., GÖRÖG, Á., GÖTZ, A. E. & JÓZSA, S. 2009b: Lithofacies and age data of Jurassic foreslope and basin sediments of Rudabánya Hills (NE Hungary) and their tectonic interpretation. – *Geologica Carpathica* **60/5**, 351–379. <https://doi.org/10.2478/v10096-009-0027-y>
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, Z., KLÖTZLI, U., HAAS, J., ZAJZON, N. & SZABÓ, Cs. 2018: Late Triassic acidic volcanic clasts in different Neotethyan sedimentary mélanges: paleogeographic and geodynamic implications. – *International Journal of Earth Sciences* **107/8**, 2975–2998. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1638-2>
- LAUFENTE, B., DOWNS, R., YANG, H. & STONE, N. 2015: The power of databases: the RRUFF project. In: “Highlights in mineralogical crystallography”, Armbruster, T. & Danisi, R. M. (eds.) W. – De Gruyter, Berlin, Germany 1, 30. <https://doi.org/10.1515/9783110417104-003>
- LAHFID, A., BEYSSAC, O., DEVILLE, E., NEGRO, F., CHOPIN, C. & GOFFÉ, B. 2010: Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). – *Terra Nova* **22/5**, 354–360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00956.x>



- LESS GY., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L. & GYURICZA GY. 1988: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. M=1:25 000. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- LIU, D., XIAO, X., TIAN, H., MIN, Y., ZHOU, Q., CHENG, P. & SHEN, J. 2012: Sample maturation calculated using Raman spectroscopic parameters for solid organics: Methodology and geological applications. – *Chinese Science Bulletin* **58/11**, 1285–1298. <https://doi.org/10.1007/s11434-012-5535-y>
- LÜNSDORF, N. K. 2016: Raman spectroscopy of dispersed vitrinite – Methodical aspects and correlation with reflectance. – *International Journal of Coal Geology* **153**, 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.11.010>
- LÜNSDORF, N. K. & LÜNSDORF, J. O. 2016: Evaluating Raman spectra of carbonaceous matter by automated, iterative curve-fitting. – *International Journal of Coal Geology* **160–161**, 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2016.04.008>
- LÜNSDORF, N. K., DUNKL, I., SCHMIDT, B. C., RANTITSCH, G. & VON EYNATTEN, H. 2014: Towards a Higher Comparability of Geothermometric Data obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material. Part I: Evaluation of Biasing Factors. – *Geostandards and Geoanalytical Research* **38/1**, 73–94. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2013.12011.x>
- LÜNSDORF, N. K., DUNKL, I., SCHMIDT, B. C., RANTITSCH, G. & VON EYNATTEN, H. 2017: Towards a Higher Comparability of Geothermometric Data Obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material. Part 2: A Revised Geothermometer. – *Geostandards and Geoanalytical Research* **41/4**, 593–612. <https://doi.org/10.1111/ggr.12178>
- MCCREERY, R. L. 2005: *Raman spectroscopy for chemical analysis*. – John Wiley & Sons, Inc. ISBN 0-471-25287-5
- MÉSZÁROS E., RAUCSIK B., RAUCSIKNÉ VARGA A. & SCHUBERT F. 2016: Kiszokó, közepes nyomású regionális metamorfózis nyomai a Horváthertelend–1 fúrás metapelites összetételében: mikroszöveti és termobarometriai bizonyítékok. – *Földtani Közlemény* **146/3**, 207–222.
- OBERLIN, A. & BONNAMY, S. 1989: High-Resolution TEM studies of carbonization and graphitization. – In: THROWER P. A. (ed.): *Chemistry and Physics of Carbon*. London, New York, 22, 1–114.
- OBERLIN, A. & BONNAMY, S. 2013: A Realistic Approach to Disordered Carbons. – In: RADOVIC, L. R. (ed.): *Chemistry and Physics of Carbon*. p. 297. <https://doi.org/10.1201/b12960-2>
- OBERLIN, A., BONNAMY, S. & ROUXCHET, P. G. 1999: Colloidal and Supramolecular Aspects of Carbon. – In: THROWER, P. A. & RADOVIC, L. R. (eds): *Chemistry and Physics of Carbon*. p. 26, 424.
- PASTERIS, J. D. & WOPENKA, B. 1991: Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. – *The Canadian Mineralogist* **29/1**, 1–9.
- PIMENTA, M. A., DRESSSELHAUS, G., DRESSSELHAUS, M. S., CANÇADO, L. G., JORIO, A. & SAITO, R. 2007: Studying disorder in graphite-based systems by Raman spectroscopy. – *Physical Chemistry Chemical Physics* **9/11**, 1276–1290. <https://doi.org/10.1039/B613962K>
- PÓCSIK, I., HUNDHAUSEN, M., KOÓS, M. & LEY, L. 1998: Origin of the D peak in the Raman spectrum of microcrystalline graphite. – *Journal of Non-Crystalline Solids* **227–230**, 1083–1086. [https://doi.org/10.1016/S0022-3093\(98\)00349-4](https://doi.org/10.1016/S0022-3093(98)00349-4)
- RAHL, J. M., ANDERSON, K. M., BRANDON, M. T. & FASSOULAS, C. 2005: Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. – *Earth and Planetary Science Letters* **240/2**, 339–354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- RANTITSCH, G., GROGGER, W., TEICHERT, C., EBNER, F., HOFER, C., MAURER, E.-M., SCHAFFER, B. & TOTH, M. 2004: Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences* **93/6**, 959–973. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0436-1>
- ROSASCO, G. J. & ROEDDER, E. 1979: Application of a new Raman microprobe spectrometer to nondestructive analysis of sulfate and other ions in individual phases in fluid inclusions in minerals. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **43/12**, 1907–1915. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90004-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90004-8)
- ROSSMAN, G. R. 2006: Analytical methods for measuring water in nominally anhydrous minerals. – *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **62**, 1–28. <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.62.1>
- SADEZKY, A., MUCKENHUBER, H., GROTHE, H., NIESSNER, R. & PÖSCHL, U. 2005: Raman microspectroscopy of soot and related carbonaceous materials: Spectral analysis and structural information. – *Carbon* **43/8**, 1731–1742. <https://doi.org/10.1016/j.carbon.2005.02.018>
- SCHARF, A., HANDY, M. R., ZIEMANN, M. A. & SCHMID, S. M. 2013: Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps) – a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). – *Journal of Metamorphic Geology* **31/8**, 863–880. <https://doi.org/10.1111/jmg.12048>
- SZENTPÉTERY I. & LESS GY. 2006: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtana. Magyarország tájegységi térképsorozata. – MÁFI Kiadvány, 92 o.
- TAYLOR, G. H., TEICHMÜLLER, M., DAVIS, A., DIESSEL, C., LITTKER, R. & ROBERT, P. 1998: *Organic petrology*. – Gebrüder Borntraeger, Berlin. ISBN 978-3-443-01036-2
- VÁCZI T. 2011: Raman-spektroszkópia. – In: VÁCZI T. (szerk.): *Nanometrológia*. Miskolc, 243–297.
- VIDANO, R. P., FISCHBACH, D. B., WILLIS, L. J. & LOEHR, T. M. 1981: Observation of Raman band shifting with excitation wavelength for carbons and graphites. – *Solid State Communications* **39/2**, 341–344. [https://doi.org/10.1016/0038-1098\(81\)90686-4](https://doi.org/10.1016/0038-1098(81)90686-4)
- WOPENKA, B. & PASTERIS, J. D. 1993: Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. – *American Mineralogist* **78/5–6**, 533–557.

Kézirat beérkezett: 2020. 04. 17.

## A szénhidrogének primer migrációja

KONCZ István

koncz.istvan38@chello.hu

---

### *Primary migration of hydrocarbons*

#### Abstract

In this paper the author gives a summary of the primary migration of hydrocarbons taking place at shallower and greater depths. The expulsion of hydrocarbons from their sources requires rocks which are suitable in every respect (i.e. both quantity and quality). These rocks need to be at a lower thermal maturity, where the permeability of shales is still high enough to ensure that de-watering preserves the hydrostatic pressure. At greater depths, the pelites become overpressured due to their very low permeability, which does not allow the expulsion of hydrocarbons from the pores. If the overpressure reaches the actual horizontal stress, the microfracturing of shale takes place, allowing the expulsion of the generated hydrocarbons. Two examples are discussed in this study: primary migration from Middle Miocene sources and from the Endrőd Formation, respectively. It can be presumed that thin Middle Miocene sources were fractured by overpressure during the sedimentation of the Zagyva Formation. Following this event, the hydrocarbons migrated vertically to their present reservoirs at shallow depths and resulted in the Budafa and Lovászi fields. The thick Endrőd Formation proved to be a prolific source rock. However, based on the results of oil-to-source rock correlation, the hydrocarbons of this formation did not create accumulations in the Algyó structures on the western edge of the Makó-trench. It can be presumed that the microfracturing of the Endrőd Formation did not take place due to the early occurrence of overpressure. It is rather the case that the latter is associated with the generation of seals on both the top and bottom parts of the formation.

*Keywords: hydrocarbons, primary migration, Middle Miocene sources, Endrőd Formation, Hungary*

---

#### Összefoglalás

A kisebb és nagyobb mélységben végbemenő primer migrációról közöl a szerző egy összefoglalást. A szénhidrogéneknek anyaközetekből történő kiszorulása minden szempontból (mennyiségileg és minőségileg egyaránt) nagyon jó anyaközeteket igényel alacsony termikus érettség esetén, amikor a pelitek átteresztőképessége még mindig elég ahhoz, hogy a víz egy részének eltávozásával a hidrosztatikus nyomás fenn tudjon maradni. Nagyobb mélységben a pelitek túlnyomásossá válnak igen alacsony átteresztőképességük miatt, amely gátolja a pórusok fluidumainak kiszorulását. Ha a túlnyomás eléri a horizontális nyomást, a pelit megrepedezik, és lehetőséget ad a képződött szénhidrogének eltávozására. Ez a cikk két példát közöl: primer migráció középső-miocén anyaközetekből és az Endrődi Formációból. Feltételezhető, hogy a vékony középső-miocén anyaközetek a megfelelő mértékű túlnyomás létrejötte miatt repedtek meg, amikor a Zagyvai Formáció lerakódása zajlott. Ezt az eseményt követően a szénhidrogének vertikálisan migráltak a kisebb mélységben elhelyezkedő tárolókba – létrehozva a Budafa és Lovászi mezőket. A vastag Endrődi Formáció jó anyaközetnek bizonyult, de szénhidrogénjei nem képeztek felhalmozódásokat az Algyó szerkezeten a Makói-árok nyugati szegélyén az olaj-anyaközet korreláció eredményei szerint. Feltételezhető, hogy az Endrődi Formáció megrepedése nem következett be a túlnyomás korai megjelenése és a zárórétegek miatt, amelyek a formáció tető és fekü részein jöttek létre.

*Kulcsszavak: szénhidrogének, primer migráció, középső-miocén anyaközetek, Endrődi Formáció, Magyarország*

## Bevezetés

A cikk tárgya kizárólag a primer migráció, amelynek folyamán a képződött szénhidrogének egy része eltávozik az anyakőzetéből. A szekunder migrációt a cikk nem tárgyalja. Az anyakőzetek litológiai jellege a törmelékeny kőzetekre korlátozódik, mert a rendelkezésre álló adatok csak a törmelékeny kőzetekre vonatkoznak. A nagy karbonáttartalmú anyakőzetek viselkedése eltér a törmelékenyekétől.

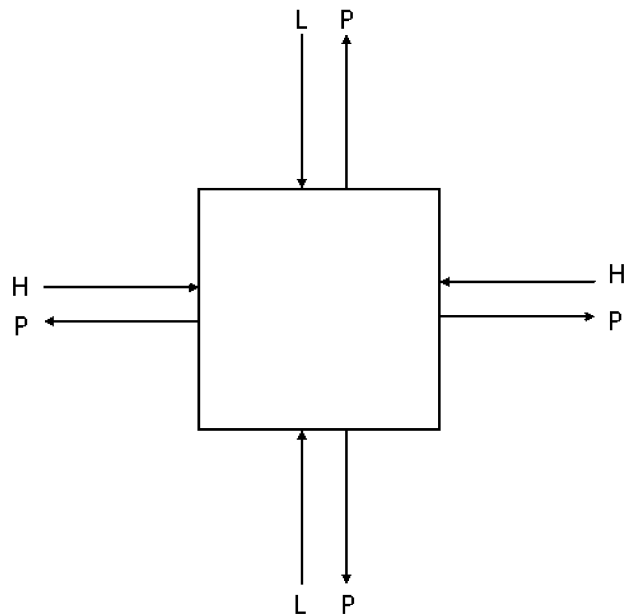
## A migráció fogalma

Az anyakőzetek szerves anyagából megfelelő mértékben magas hőmérsékleten képződött szénhidrogének anyakőzeteikből való eltávozása (kiszorulása) a primer migráció. A primer migráció szerepe akkor vált ismertté, amikor kiderült, hogy a kőolaj- és földgáz-felhalmozódásokat tartalmazó durvaszemcsés törmelékeny kőzetek, az ún. tárolókőzetek nem tartalmaznak annyi szerves anyagot, amennyi a jelentős készletű telepek jelenlétét indokolná. A tárolókőzetekkel szemben a finomszemcsés törmelékeny kőzetek, a pelitek, amelyekben általában nincs szénhidrogén-felhalmozódás, jóval több szerves anyagot tartalmaznak (HUNT & JAMIESON 1956, RONO 1958). (A kőzetek szerves anyaga mennyiségének jellemzésére a szerves széntartalom (TOC %) szolgált.) A pelitek tehát a szénhidrogének anyakőzeteinek tekinthetők. Ahhoz, hogy a pelitekben képződött szénhidrogének a durvaszemcsés kőzetekbe kerülve a szekunder migráció eredményeként a szerkezetekben felhalmozódásokat tudjanak képezni, a pelitekből a szénhidrogéneknek a primer migráció folyamata során, legalábbis részben, el kell tudniuk távozni. A szekunder migrációban részt vevő folyamatok törvényszerűségeit eléggé korán, már az ötvenes években felismerték (HUBBERT 1953, HOBSON 1954). Tisztázták a gáz, illetve az olaj, valamint a víz sűrűségkülönbségből adódó felhajtóerő, a kapilláris nyomás és a hidrodinamikai nyomásgradiens szerepét a fluidumok mozgásában. A primer migráció alapvető folyamatait illetően csak a nyolcvanas években sikerült megegyezésre jutni (DURAND 1987). A primer migráció mechanizmusa viszonylag kis mélységben és a nagyobb mélységekben eltérő. Kis mélységben a pelitek és a tárolókőzetek eltérő mértékű tömörödéséből (differenciális kompaktációjából) jön létre az a nyomásgradiens, amely a pelitekből a velük közvetlenül érintkező, migrációs vezető közegként működő tároló típusú kőzetekbe juttatja a képződött szénhidrogéneket. Az olaj és a víz sűrűségkülönbségből adódó felhajtóerő ugyanis jóval kisebb, mint a finomszemű üledékekben érvényesülő kapilláris nyomás. A primer migrációban az olaj csak a víztől elkülönült fázisban képes mozogni, a gázfázisban lévő szénhidrogének pedig vízben oldott állapotban is migrálhatnak (MAGARA 1980, DURAND 1983). Nagyobb mélységben főleg a peliteknek a megfelelő mértékű túlnyomás által létrehozott megrepesztettség (microfracturing) révén tudnak távozni anyakőzeteikből a szénhidrogének (MAGARA 1981, PRICE 1994).

A következőkben a primer migráció folyamatának elméleti kérdéseivel foglalkozunk, majd a középső-miocén képződményekből és az Endrődi Formációból történt migrációt tárgyaljuk.

## A primer migráció folyamata és hatótényezői

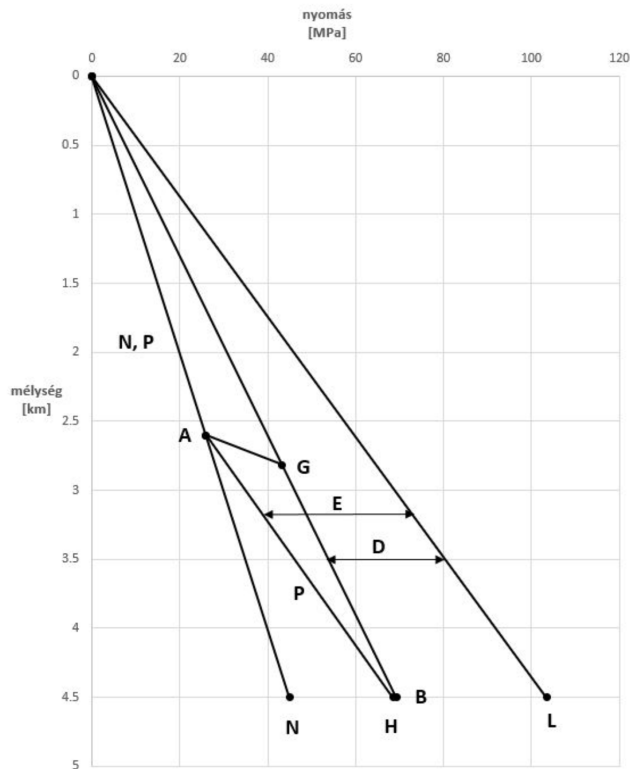
Egy medencében a folyamatos üledékképződés során a kőzetek egyre nagyobb mélységbe kerülnek. A kőzetfelületre a fedő rétegeknek a gravitációs erőterében a tömegükből adódó, vertikális irányú litosztatikus nyomása (L) hat, amely összenyomni igyekszik a kőzetet, annak térfogatcsökkenését (kompaktációját) idézve elő (1. ábra). A kőzetre ható litosztatikus nyomás az üledékképződés során – egy kiválasztott kőzetelemet tekintve – nő, amelyet 23 MPa (megapascal)/km gradiens jellemez a kőzettömeg átlagos



1. ábra. A kőzetek felületére ható erők

Figure 1. Pressures acting rocks

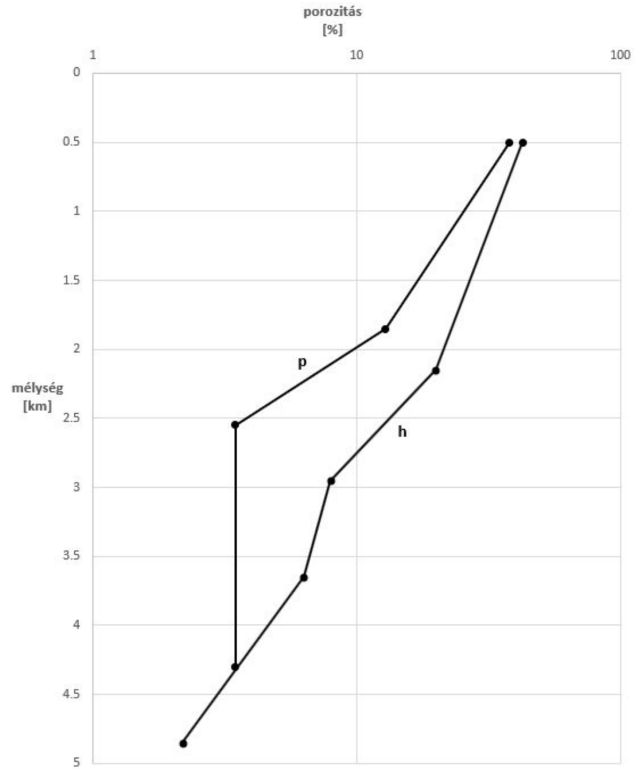
sűrűségéből ( $2,3 \text{ t/m}^3$ ) adódóan. Egy medence üledékekkel való feltöltődése során a litosztatikus nyomás növekedése okozza az áteresztőképesség és a porozitás csökkenését. A litosztatikus nyomás deformáló hatását horizontális irányban a horizontális feszültség (H) ellensúlyozza. A porusfolyadék nyomása (P) minden irányban hat. Egészen addig, amíg a kőzetek áteresztőképessége még elég nagy ahhoz, hogy nagy üledékképződési sebesség esetén is biztosítani tudja a hidrosztatikus nyomás (N) megmaradását a porusok fluidumainak kipréselődése során, a porusokban elhelyezkedő, teljesen vízből álló fluidum nyomásgradiense a víz sűrűségéből ( $1 \text{ t/m}^3$ ) adódóan  $10 \text{ MPa/km}$ , és változatlan marad. A normális, hidrosztatikus állapotot jelző mélység-trend (N) az OA szakasznak felel meg, és a felszíntől az „A” pontnak megfelelő mélységig tart (2. ábra). Ebben a mélységtartományban a fluidumnyomás (P) még a pelitek póru-



2. ábra. A nyomás és a mélység közötti összefüggések  
 Figure 2. Relationships between pressure and depth

saiban is idővel hidrosztatikus marad: az N és a P mélység-trend azonos. A kőzetek porüstereiben lévő víz kiszorulását adott mélységben a litosztatikus nyomás (L) és a hidrosztatikus nyomás (N) különbsége idézi elő. Az említett nyomáskülönbség (L–N) gradiense 13 MPa/km: a 23 MPa/km és a 10 MPa/km különbsége.

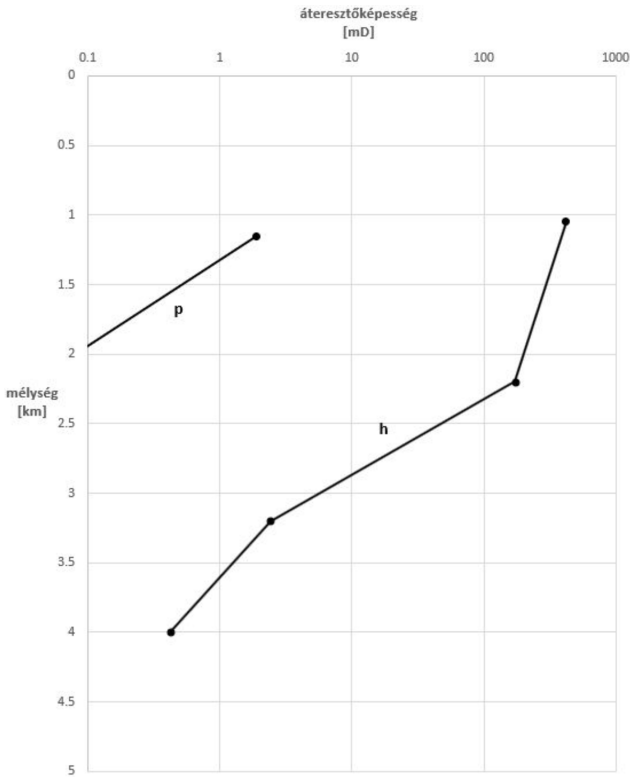
Az effektív porozitás 100 méterenkénti átlagértékeit (trendpontjait) a pelitekre (p) és a homokkövekre (h) vonatkozóan a 3. ábra szemlélteti a DK-alföldi neogén sülyledékekben (SZALAY 1982). (Az effektív porozitás az egymással áramlástani kapcsolatban lévő porüstereket jellemzi.) Az említett ábrán a porozitás (%) értékek (porüstérfogat/100 egység közettérfogat) logaritmus szerepel, amely egyes mélységszakaszokban lineáris összefüggést mutat a mélységgel, mert a porozitás ( $\phi$ ) a mélységgel ( $z$ ) a következő típusú összefüggésben van:  $\phi = \phi_0^{-a \cdot z}$ , ahol  $\phi_0$  a  $z = 0$  mélységhez tartozó porozitás, az „a” pedig konstans. A porozitás csökkenése a fedőréteg terhelési nyomása hatására majdnem teljes egészében irreverzibilis folyamat (MILLER et al. 2002). A DK-alföldi neogén sülyledékek esetében a homokkövek porozitása (h) 1,7–4,8 km mélységintervallumban eltérő meredekségű, de folyamatos csökkenést mutat. A pelitek porozitása (p) 2,6 km mélységig csökken, ennél nagyobb mélységben csökkenése lassul olyannyira, hogy a porozitás gyakorlatilag változatlan marad. A pelitek porozitásának mélység szerinti változása arra utal, hogy 2,6 km mélységtől kezdődően a fluidumok kevésbé tudnak kiszorulni a pórusokból: a pórusok fluidumainak mozgás-



3. ábra A homokkövek (h) és a pelitek (p) porozitásváltozása a mélységgel  
 Figure 3. Porosity-changes of sandstones (h) and pelites (p) through depth

lehetőségei korlátozottá válnak, a pórustartalom egyre nagyobb mértékben izolálttá, a kompaktió gátolttá válik. Ezért – adott esetben – a 2,6 km mélységet a DK-alföldi neogén sülyledékek esetében izolációs mélységnek tekinthetjük. A gátolt kompaktió különböző mélységértékeknél alakulhat ki. Az alacsony átteresztőképesség mellett döntő hatást gyakorol a gátolt kompaktió kialakulásának mélységére az, ha az üledékképződés gyors, nagy ütemű. Nagy üledékképződési ütem esetén a gátolt kompaktió a 2,6 km mélységnél kisebb mélységben is megvalósulhat. A felszíntől 2,6 km mélységig a pelitekben egyensúlyi, hidrosztatikus viszonyokat megtartó tömörödés (kompaktió) megy végbe, ennél nagyobb mélységben a nem egyensúlyi, túlnyomást előidéző kompaktió válik jellemzővé.

A pelitek függőleges (p) és a homokkövek vízszintes (h) irányú átteresztőképességének 100 méterenkénti átlagértékeit (trendpontjait) szemlélteti a 4. ábra mD (millidarcy,  $10^{-15}$  m<sup>2</sup>) egységekben (SZALAY 1982). A különböző irányú átteresztőképesség alkalmazását az indokolja, hogy egy pelitek és homokkövek váltakozásából álló rétegsorban a tömörödés (kompaktió) során a pelitekből inkább a rétegződésre merőleges irányban távozik a fluidum, a homokkövekből a rétegződéssel párhuzamosan, vízszintes irányban (MAGARA 1976). A porozitáshoz hasonlóan az átteresztőképesség logaritmus szerepel a 4. ábrán, mert így egyes szakaszokban lineáris a mélységgel való összefüggés. (A pelitek 0,1 mD értékénél kisebb átteresztőképességének mérése technikailag nehézkes és bizonytalan eredményeket szolgáltatató. Feltéte-



4. ábra. A homokkővek vízszintes (h) és a pelitek függőleges (p) átteresztőképességének változása a mélységgel

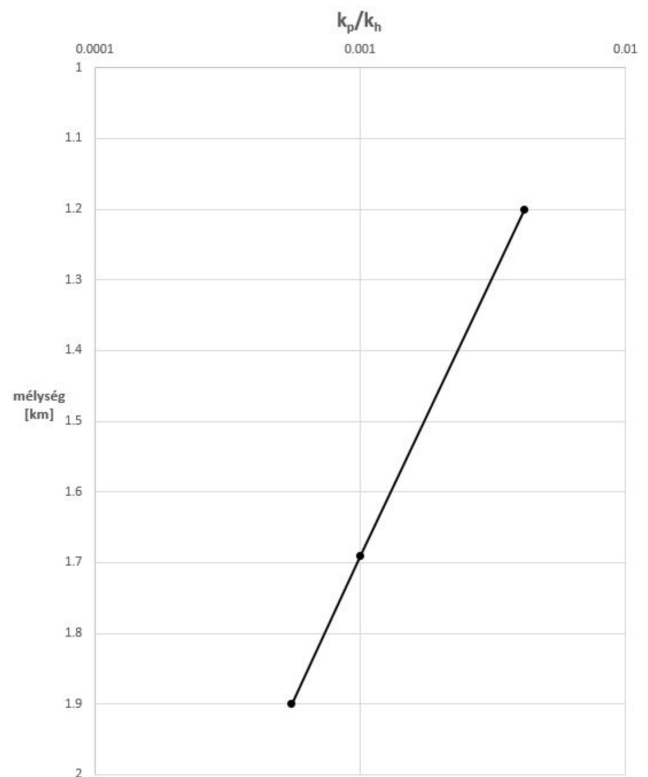
Figure 4. Horizontal permeability of sandstones (h) and vertical permeability of pelites (p) vs. depth

lehető, hogy a 4. ábrán látható, pelitekre vonatkozó mélység-trend a nagyobb mélységek irányában folytatódik, de 2,6 km mélységtől kezdődően, a porozitáshoz hasonlóan állandósul.)

A kőzeteken keresztül a nyomásgradiens hatására végbemenő fluidummozgást a Darcy-törvény írja le:

$$Q = [A/(L \times \mu)] \times k \times \Delta P$$

(Q – a fluidummozgás sebessége, térfogatáram, m<sup>3</sup>/s; A – a fluidumot át bocsátó kőzetfelület, m<sup>2</sup>; L – a fluidumot át bocsátó kőzetelem hossza, m;  $\mu$  – a fluidum dinamikus viszkozitása, Pa  $\times$  s (pascalszekundum); k – a kőzet átteresztőképessége, m<sup>2</sup>;  $\Delta P$  – nyomáskülönbség (esetünkben: L–N, Pa.) A nyomáskülönbség (L–N) által előidézett fluidum térfogatáram (Q) adott mélységben a kőzet hidraulikus potenciálja, ami kis mélységben, ahol az átteresztőképesség még jelentékeny (> 0,1 mD) a pelitekben is, viszonylag rövid időn belül elérve a hidrosztatikus nyomást (N), kimerül. Ennek a folyamatnak az időbeli lefolyása azonban a jóval kisebb átteresztőképességű pelitekben igen lassú a homokkővekéhez viszonyítva. Ugyanazon mélységben a pelitek függőleges ( $k_p$ ) és a homokkővek vízszintes ( $k_h$ ) átteresztőképességének aránya ( $k_p/k_h$ ) megegyezik a pelitek és homokkővek hidraulikus potenciálja arányával ( $Q_p/Q_h$ ) (MAGARA 1976). A  $k_p/k_h$  átteresztőképesség-arány a DK-alföldi neogén sülyyedékek 1,2–1,9 km mélységtartományában  $4,19 \times 10^{-3}$  és  $5,5 \times 10^{-4}$  értékek közötti (5. ábra). A  $k_p/k_h$  átteresztőképesség-arány az előbbieket szerint ugyanazon mélységben a hidraulikus poten-

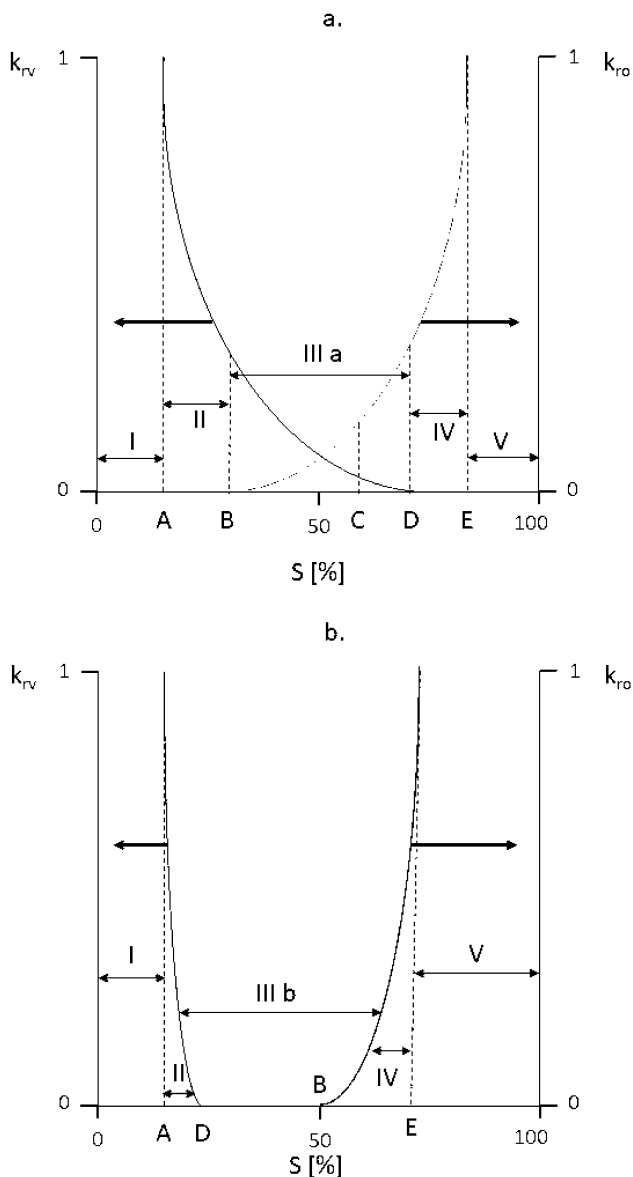


5. ábra. A  $k_p/k_h$  arányok változása a mélységgel

Figure 5.  $k_p/k_h$  ratios vs. depth

ciálaránnyal egyezik. Az egységnyi idő alatt kiszorult fluidum térfogatával (Q) arányos a nyomás csökkenése. Ezért, például, a  $k_p/k_h$  átteresztőképesség-arány 0,001 értéke 1,69 km mélységben azt jelenti, hogy azonos idő alatt a pelitekben a nyomáscsökkenés ezredrésze a homokkővekében elért nyomáscsökkenésnek: azaz egy ideig a nyomás a pelitekben nagyobb, mint a homokkővekben. Ez az idővel csökkenő, a differenciális kompaktióból eredő nyomáskülönbség a fő hajtóereje a pelitekből a velük közvetlenül érintkező homokkővekbe irányuló, vizes közegű primer migrációnak az olajra ható felhajtóerőn kívül (MAGARA 1980).

A vizes közegű és hidrosztatikus nyomásviszonyokkal jellemezhető primer migráció során a pelitekben képződött olaj a víztől elkülönült fázisban képes mozgásra, ha a pórus térben elegendő arányú az olaj jelenléte: azaz szükséges egy minimális olajtelítettség elérése a pórusokban (MAGARA 1978). Ennek megértését szolgálja a 6. ábra „a” része, amely bemutatja a víztől elkülönült fázis, az olaj ( $k_{ro}$ ) és a víz relatív átteresztőképességének ( $k_{rw}$ ) változását a víztől elkülönült fázisnak (az olajnak) a pórustérben érvényesülő telítettség (S %) függvényében (SHANLEY et al. 2004). Ha az olaj telítettség az „A” pontnak megfelelőnél kisebb, akkor az olaj telítettség irreducibilis (nem redukálható) az „I” jelű szakaszban. Ha az olaj telítettség az „A” és „B” pontok közötti („II” jelű szakasz), akkor csak a víz képes mozogni, az olaj még nem. Az eltávozó víz csökkenti a víz-telítettséget, és növeli az olajtelítettséget. Ha az olaj telí-



6. ábra. Relatív átteresztőképesség kisebb mélységben (a) és nagyobb mélységben (b) (SHANLEY 2004)

Figure 6. Relative permeability at shallower (a) and greater (b) depths (SHANLEY 2004)

teltsége eléri a 20% értéket (a „B” pontot), akkor az olaj is tud mozogni a vízzel együtt a „III a” jelű szakaszban (DURAND 1987). A „C” pont azt a helyzetet szemlélteti, amikor a vízkiramlás miatt csökkent víztelítettség megnöveli az olaj telítettségét, illetve az kétfázisú áramlásban nő az olaj részvétele. A „D” ponttól kezdve már csak az olaj mozoghat az „E” pontig terjedő „IV” jelű szakaszban, a víz nem. Az „E” pontnál nagyobb olajteltettség már nem jár együtt az olajmozgás lehetőségének növekedésével, mert az „V” jelű szakaszban a víztelítettség irreducibilis.

A kérdés az, hogy mekkora eséllyel fordulhat elő a vizes közegű és hidrosztatikus nyomásviszonyokkal jellemezhető primer migráció során a felszíntől a 2,6 km mélységig tartó szakaszban az az olajteltettség, amely lehetővé teszi – az olajra ható felhajtóerőn túlmenően – az olaj mozgását, eltá-

vozását a pelitből a vízzel együtt. A hazai neogén sülyledékekben 2,6 km mélységben a szerves anyag érettségét mutató vitrinitreflexió általában kicsiny, csak 0,6% értéket ér el, ami arra utal, hogy a szerves anyag termikus átalakultsága alacsony szintű. Ha képződik is olaj, akkor telítettsége általában nem érheti el az olaj mozgásához szükséges minimális értéket. Kivételt képez, amikor a pelitek szerves anyagának mennyisége, szervesszén-tartalma (TOC %) és a Rock-Eval mérésekkel megállapítható kezdeti minősége, hidrogénindexe (mg CH/g TOC) igen kedvező, magas érték. (Itt meg kell jegyezni, hogy a mért értékek csak kissé alacsonyabbak, mint a kezdetiek, ha a termikus érettség még elegendő mértékben alacsony.) Ez a kivételes állapot a következő összefüggés figyelembevételével érzékeltethető:

$$(\text{képződött olaj, kg/tonna kőzet}) = (\text{átalakulási arány}) \times (\text{szénhidrogén-potenciál, kg/tonna kőzet})$$

A szénhidrogén-potenciál azon szénhidrogének mennyiségének maximumát jelenti, amelyek a kőzet szerves anyagából képződhetnek a termikusan éretlen állapottól kezdődően és a túlrettel befejezőleg. A 0-1 tartományú átalakulási arány a termikus érettség növekedésével nő, a szénhidrogén-potenciál teljes mértékű kimerülése esetén éri el az 1 értéket. Belátható, hogy a képződött olaj mennyisége a kőzetben az átalakulási arány és a szénhidrogén-potenciál szorzata kell legyen. Tételizzük fel, hogy az átalakulási arány 0,05, ami a termikusan éretlen szerves anyagnak megfelelően alacsony. Ha a pelit szénhidrogén-potenciálja 1 kg szénhidrogén/tonna kőzet, akkor a fentiek szerint a képződött olaj 0,05 kg olaj/tonna kőzet koncentrációt ér el. Ha a pelit szénhidrogén-potenciálja 20 kg szénhidrogén/tonna kőzet (az előbbi hússzorosa), akkor ugyanazon átalakulási arány (0,05), illetve termikus érettség esetén a képződött olaj koncentrációja 1 kg olaj/tonna kőzet, nyilvánvalóan az előbbi hússzorosa. (Az 1 kg/tonna kőzet szénhidrogén-potenciál megfelel egy olyan pelitnek, amelynek szervesszén-tartalma 0,5%, hidrogénindexe 200 mg CH/g TOC. A 20 kg/tonna kőzet szénhidrogén-potenciál olyan pelitet képvisel, amelynek szervesszén-tartalma 5%, hidrogénindexe 400 mg/g TOC). Az olaj mozgását a pelitrétegen belül a kapillaris erők gátolják. A pelitréteg homokkővel érintkező részén az olaj könnyen belép a homokkőbe, mert a homokkő kapillaris nyomása jóval kisebb, mint a peliteké.

Az előzőek alapján a képződött olaj vizes közegű migráció révén történő eltávozása a viszonylag alacsony termikus érettségű pelitekből abban az esetben mehet végbe, ha elegendő mennyiségű olaj keletkezett. Ez csak akkor következik be, ha a pelit mint anyakőzet minőségileg és mennyiségileg kitűnő. Tehát, eléggé esetleges ilyen körülmények között az olaj primer migrációjának bekövetkezése. Eléggé általános viszont a bakteriális eredetű metán eltávozása a pelitekből vízben oldott állapotban, mert a bakteriális eredetű metán képződésének hőmérséklet-tartományához (< 80 °C) tartozó mélységtartomány megfelel az egyensúlyi, hidrosztatikus nyomással rendelkező, nem gátolt kompakciónak.

Kis mélységben a pelitek kompakciója általában egyensúlyi természetű, azaz a hidrosztatikus nyomás megőrződik.

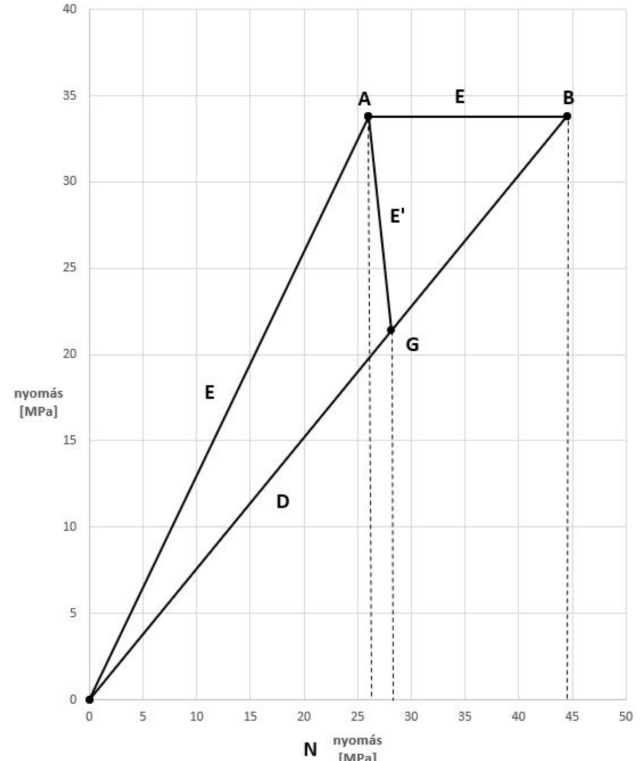
Ez azonban csak a vékony pelitrétegekre, illetve olyan pelit-testekre igaz, amelyek tagoltak homokkövekkel. A vastagabb pelitrétegek homokkövekkel érintkező szegélyében nem gátolt a kompaktió, így ott az áteresztőképesség nagymértékben csökken, és a porozitás is kisebbé válik: a hidrosztatikus nyomás fennmarad. A vastagabb pelitrétegeknek a homokkövekkel érintkező felületi része ennél fogva akadályozza a pelit belsejéből történő vízkiszorulást: a vastagabb pelitrétegek belsejében a hidrosztatikus meghaladó nyomás, túlnyomás jön létre (SZALAY 1982). A vastag, homokkövekkel nem tagolt pelittestekből így tömegükhöz, illetve a bennük képződött szénhidrogének tömegéhez képest kevés szénhidrogén képes távozni részben azért, mert a homokkövekkel érintkező felülete viszonylag kicsiny, továbbá mert az említett homokkövekkel érintkező részük meggátolja a pelittest belsejéből a szénhidrogének eltávozását (BROOKS et al. 1987).

A délkelet-alföldi neogén sülyedékekben 2,6 km mélységtől kezdődően a pelitek porozitása tovább már nem csökken, mert a pórustér fluiduma nem képes eltávozni az igen alacsony áteresztőképesség miatt (3. ábra). Ebben a mélységben a pelitek függőleges áteresztőképességének mélységfüggése (4. ábra) alapján extrapolált áteresztőképesség  $8,5 \mu\text{D}$  (mikrodarcy,  $8,5 \times 10^{-18} \text{ m}^2$ ). Indokoltan feltételezhető, hogy 2,6 km mélységtől kezdődően a pelitek áteresztőképessége – a porozitáshoz hasonlóan – a mélység növekedésével kevésbé változik a nem egyensúlyi, gátolt kompaktió eredményeként. Ha a pórustér fluiduma áramlási szempontból teljesen izolálttá válik, akkor egyáltalán nem szorul ki a fluidum a pórustérből az üledékképződés folytatódása során a mélységgel növekvő litosztatikus nyomás (L) hatására. Ezt a megnövekedett nyomást a pórustér fluiduma kénytelen követni a litosztatikus trendvonalal (L) párhuzamosan: azaz a pelit túlnyomásossá válik. A 2. ábrán feltüntetett hidrosztatikus trendvonal (N) „A” pontjától, 2,6 km mélységtől kezdődően a pórustér fluidumának nyomása (P) nagyobb lesz mint ugyanabban a mélységben a hidrosztatikus nyomás (N). Az ilyen módon kialakult túlnyomás a nem egyensúlyi, gátolt tömörödés (kompaktió) következménye, ami az alacsony áteresztőképesség miatt jön létre. TERZAGHI (1923) szerint a litosztatikus nyomás (L) és a pórufolyadék nyomásának (P) különbsége az effektív nyomás, feszültség, vagy stress (E) (2. ábra):

$$E = L - P$$

Az effektív nyomás (E) a 2,6 km mélységig a litosztatikus (L) és a hidrosztatikus nyomás (N) különbsége. A hidrosztatikus nyomás a 0–2,6 km mélységintervallumban azonos a pórustér fluidumának nyomásával (P). 2,6 km mélységtől az effektív nyomás (E) a mélységgel nő, ettől kezdődően azonban nem változik, állandó marad (7. ábra).

A kőzet felületére nemcsak a fedő réteg terheléséből adódó litosztatikus nyomása (L) hat, hanem a horizontális irányú (H) is (1. ábra). A horizontális nyomás (feszültség, stress) „ellentart” a litosztatikus nyomás által kikényszerített deformációnak, amely függőleges irányban a kőzetet összenyomni, hosszát rövidíteni, vízszintes irányban kiter-



7. ábra. Az effektív nyomás (E), valamint a differenciális nyomás (D) és a hidrosztatikus nyomás közötti összefüggések

Figure 7. Relationships between effective and differential stresses, and hydrostatic pressure

jedését növelni igyekeznek. Ha a földtani környezetben a vízszintes irányban ható tektonikai eredetű nyomás (feszültség) elhanyagolható, akkor a litosztatikus nyomás (L) és a horizontális nyomás (H) között a következő összefüggés van (ROUCHET 1981):

$$H = L / (m - 1)$$

Az „m” a Poisson-szám, a Poisson-arány reciproka. A Poisson-arány egy kőzettest vízszintes (laterális) és függőleges alak-, illetve térfogatváltozásának aránya a függőleges irányú nyomás, esetünkben a litosztatikus nyomás (L) hatására. Minél nagyobb a Poisson-arány, a kőzettest annál inkább „kihásasodik”, miközben a hosszanti (függőleges) irányban zsugorodik. A pelitekre jellemző Poisson arány 0,4, amelynek megfelelően a Poisson-szám 2,50 (ROUCHET 1981). A horizontális (H) és a litosztatikus (L) nyomás közötti összefüggés a pelitekben a fentieket alkalmazva a következő:

$$H = 0,67 \times L$$

Mivel a litosztatikus nyomás (L) mélységgradiense 23 MPa/km, a horizontális (H), akkor a következő:

$$L = 0,67 \times 23 = 15,4 \text{ MPa/km}$$

Ennek az összefüggésnek megfelelő trendvonal (H) a litosztatikus (L) és a hidrosztatikus (N) trendvonal közé esik (2. ábra). Továbbá szerepel a 2. ábrán a litosztatikus nyomás és a fluidumnyomás különbsége (L–P), az effektív nyomás (E), valamint a litosztatikus nyomás és a horizontális nyo-

más különbsége ( $L-H$ ), a differenciális nyomás, feszültség, vagy stressz ( $D$ ). A 7. ábrán az effektív nyomás ( $E$ ) és a differenciális nyomás, feszültség, vagy stressz ( $D$ ) változása látható a hidrosztatikus nyomás ( $N$ ) függvényében.

A pelitekben 2,6 km mélységtől kezdődően kialakult hidrosztatikusnál nagyobb nyomás a litosztatikus nyomás mélységgradiensével ( $L$ ) párhuzamosan növekszik, ha a pelitek pórusaiban lévő folyadék áramlási szempontból teljes mértékben izolálttá vált (2. ábra). Ebben a túlnyomásos, „A” ponttól kiinduló szakaszban a fluidum nyomása ( $P$ ) elérheti a kőzet felületére ható nyomások közül a kisebbet, a horizontális nyomást ( $H$ ) a „B” pontban ( $P = H$ ). (A fluidum nyomásának – elvileg – nemcsak a horizontális nyomást kell elérnie, hanem a horizontális nyomásnak és a pelit húzószilárdságának összegét [ROUCHET 1981]). A pelitek húzószilárdsága azonban kicsiny (maximum 2 MPa), így elhanyagolható (SOMOSVÁRI 1987). Tulajdonképpen a fluidumnyomás kompenzálja azt az erőt, amely kőzet felületére hatva biztosította a kőzetváz megmaradását a „B” pontnak megfelelő mélység eléréséig (MAGARA 1981). A „B” pontnak megfelelő fluidumnyomás 4,45 km mélységben megrepeszteti a pelitet, amelynek következtében – függetlenül a pelit mint anyakőzet mennyiségi és minőségi jellemzőitől – a pórusfolyadék, a víz és a képződött olaj egy része a pelitet övező homokkőrétegekbe „fejtődik át” a relatív áteresztőképességi viszonyoknak megfelelően: megvalósul a primer migráció a nem egyensúlyi kompaktációnak megfelelő állapotban, a vizes közegű, egyensúlyi kompaktáció mélységtartományánál jóval nagyobb mélységben. A pelit fluidumtartalmának hirtelen eltávozása a pelit térfogatának csökkenését idézi elő, ami az ún. kompaktációs vetők képződéséhez vezethet. A kompaktációs vetők migrációs utakat nyithatnak meg a kisebb mélységben lévő tárolókőzetek felé. A hazai, viszonylag kis mélységben lévő tárolók felhalmozódásainak egy része ilyen módon, vetőkön keresztül végbemenő vertikális migráció révén jöhetett létre (KONCZ 2019a). A „B” pontnak megfelelő hidrosztatikus nyomásnál ( $N_B$ ) az effektív ( $E$ ) és a differenciális ( $D$ ) nyomás, feszültség, vagy stressz megegyező értékű (7. ábra). Belátható, hogy ez azt is jelenti, hogy a fluidumnyomás ( $P$ ) egyenlő a horizontális nyomással ( $H$ ). A pelit megrepedését és a fluidumkiáramlást követően a pelit tömörödik (kompaktálódik) az újbóli, nagyobb mélységben bekövetkező megrepedésig (HUNT 1990). Az újlagos megrepedés feltételezése révén lehetett megmagyarázni az Algyő többtelepes előfordulásban az olajok könnyű és nehéz részének érettségében mutatkozó különbségeit (KONCZ 2018). A modellezések eredményei is ismételt felrepedést mutattak (OZKAYA 1984, PAYNE et al. 2000). Az előzőekben említett mélységtrendek lineárisak voltak. A mélységtrendek nem lineáris voltára utaltak a modellezés eredményei kapcsán (PAYNE et al. 2000). A litosztatikus trend ( $L$ ) és a hidrosztatikus trend a felszíntől az izolációs mélységig (2,6 km), az „A” pontig lineáris, de ettől kezdve a pórusfolyadék nyomása ( $P$ ) nem emelkedik a litosztatikus gradiensnek (23 MPa/km) megfelelően, hanem annál valamivel kisebb. Ennek oka az lehet, hogy némi fluidum „elszivárgás” azért van a pórustérből, a pórusfluidum nem teljesen izolált, ezért

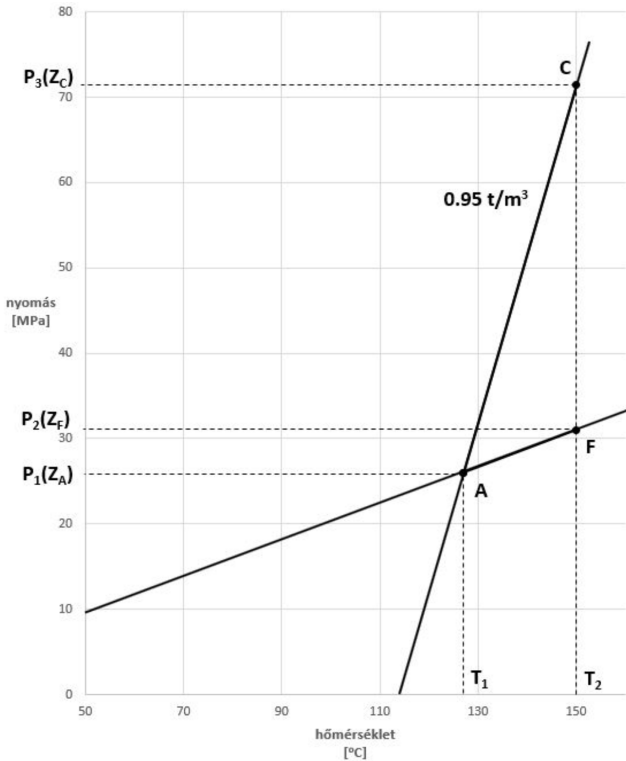
a fluidum nyomása kisebb lesz, nem alakul párhuzamosan a litosztatikus gradienssel (23 MPa/km). A horizontális nyomás mélységtrendje sem tekinthető lineárisnak, főleg a mélyebb, magasabb hőmérsékletű részekben. A Poisson-arány a mélység növekedésével nő (PRICE 1959). Ez a trend azt eredményezi, hogy a mélység, illetve a hőmérséklet növekedésével a horizontális nyomást egyre „nehezebben” éri el a fluidum nyomása. A Budafa területen létesített mélyfúrásoknál a fűrócserek alkalmazásával azt tapasztalták, hogy a kiépítés és a fűrócsere után a fűrórudazat leengedése a mélyen fekvő nyitott szakaszokban, ahol a hőmérséklet már magas volt, akadályba ütközött, mert a pelitek deformálhatósága megnövekedett, és ennek következtében a fűrólyuk „összeszűkül”: ún. utánfúrást kellett alkalmazni. Ennek oka a fűrólyukat övező pelitek deformációja volt annak következményeként, hogy a deformálhatóságukra jellemző Poisson-arány a lineáristól eltérően megnövekedett.

Említésre méltó, hogy a megfelelően nagy fluidumnyomás ( $P$ ) képes arra, hogy a pelit szemcséit kissé „összecsugorítsa”, és ezáltal a pórusteret megnövelje, amelynek következményeként a fluidumnyomás csökken. A horizontális nyomás emiatt nagyobb lesz, mint a Terzaghi-egyenletnek megfelelő horizontális nyomás (MILLER 1995, BURRUS 1998). A megnövekedett horizontális nyomás következtében, azonos izolációs mélységet feltételezve, a pelit megrepedése és a primer migráció nagyobb mélységben jön létre.

A túlnyomás létrejötte az előzőekben részletezett mechanikai-szilárdagtani okokon kívül indokolható még azokkal, amelyek a pórustérbe zárt fluidum térfogat-növekedése miatt állnak elő: a víz hőmérséklet-növekedés okozta térfogat-növekedéséből adódó akvatermális nyomással, a szénhidrogének képződése miatt bekövetkező térfogat-növekedéssel és az ásványi átalakulásokkal (SWARBRICK & OSBORNE 1998).

Az akvatermális nyomás a tökéletesen zárt (izolálódott) pórusvízben alakul ki, mert a pórusvíz az üledékképződés során nagyobb mélységbe, magasabb hőmérsékletre kerülve nem tud a hőtágulásának megfelelő mértékben nagyobb térfogatot elfoglalni – sűrűsége változatlan marad, a pórusvíz nyomása viszont megnő (BARKER 1972). Az akvatermális nyomás nagyságának kiszámításához egy hőmérsékletnyomás diagramot kell használni, amelyen a víz különböző, de állandó sűrűséghez tartozó vonalai, az izo-sűrűség vonalak szerepelnek 1,000-0,877 t/m<sup>3</sup> intervallumban (KENNEDY & HOLSER 1966). A 8. ábrán szemléltetett példával világítható meg az eljárás lényege. (Az ábrán csak egy izo-sűrűség vonal szerepel.) Tétélezzük fel, hogy egy pelitben lévő fluidum 2,6 km mélységben éri el azt az állapotot, amelyben a fluidum már nem képes távozni a pelitből. A fluidum nyomása ennek megfelelően 26 MPa (a 8. ábrán  $P_1[z_A]$ ). A hőmérséklet a jelzett mélységben 127 °C (a 8. ábrán  $T_1$ ), ha a figyelembe vett geotermikus gradiens 45 °C/km és a felszíni hőmérséklet 10 °C. A víz nyomás-hőmérséklet diagramján (8. ábra) az említett nyomás- és hőmérsékletértékeknek 0,95 t/m<sup>3</sup> sűrűségű víz felel meg. Ez a kiindulási adatpár (26 MPa, 127 °C) az „A” pontot határozza meg (2., 7. és 8. ábra). Tétélezzük fel, hogy az üledékképződés során





8. ábra. A víz nyomás-hőmérséklet diagramja  
 Figure 8. Pressure-temperature diagram of water

a pelit 0,5 kilométerrel mélyebbre kerül, azaz 3,10 km mélységben lesz, ahol a hőmérséklet 150 °C (8. ábra  $T_2$ ). Ha hidrosztatikus viszonyok lennének, akkor a 3,10 km mélységnek megfelelő nyomás 31 MPa lenne (8. ábra  $P_2[Z_F]$ ). A 150 °C hőmérséklet ( $T_2$ ) és a 31 MPa nyomás ( $P_2[Z_F]$ ) szolgáltatja a 7. és 8. ábrán lévő „F” pontot. Tehát ha a 2. ábrán jelzett hidrosztatikus viszonyoknak megfelelő mélységtrend (N) lenne érvényes, akkor a 0,5 km nagyságú süllyedéshez 5 MPa nyomásemelkedés ( $P_2[Z_F] - P_1[Z_A]$ ) tartozna. Azonban zárt térben a víz sűrűsége (ez esetben 0,95 t/m<sup>3</sup>) nem változik, és a 150 °C hőmérsékletnek a „C” ponthoz tartozó nyomás ( $P_3[Z_C]$ ), azaz 71,4 MPa felel meg. Az akvatermális nyomás a „C” és az „F” pontokhoz tartozó nyomásértékek különbsége ( $P_3[Z_C] - P_2[Z_F]$ ), azaz 40,4 MPa. A 0,5 km nagyságú süllyedés esetén az akvatermális nyomás gradiense 80,8 MPa/km, a litosztatikus (23 MPa/km) és a hidrosztatikus (10 MPa/km) nyomásgradienseknél jóval nagyobb. Az akvatermális nyomás 2,814 km mélységben (2. ábra „G” pont) éri el a horizontális nyomást, ahol a pelit megrepedezik, és a primer migráció végbemegy. (A 7. ábrán az „A” és a „G” pontokat összekötő egyenes szemlélteti az effektív nyomás változását (E’) az akvatermális nyomás hatására.) Ugyanazon izolációs mélységből (2,6 km) kiindulón a litosztatikus trenddel párhuzamos fluidumnyomástrend 4,45 km, az akvatermális trend 2,814 km mélységben hozza létre a primer migráció feltételét a nem egyensúlyi kompaktióból eredő túlnyomásos állapotban, a pelitek megrepedését. Belátható, hogy – összehasonlítható körülmények között – az akvatermális nyomás annál nagyobb, minél nagyobb a geotermikus gradiens.

A hazai mély neogén sülyedésekben mért túlnyomásértékek arra utaltak, hogy a túlnyomás létrejöttében a nem egyensúlyi kompaktióból származó túlnyomás mellett jelentős szerepe lehetett az akvatermális nyomásnak (SZALAY 1980). Az izoláció utáni nyomásnövekedés az adatok szerint lényegesen nagyobb volt, mint a nem egyensúlyi kompaktióból eredő lett volna. Ezt a szerzők az akvatermális nyomás hatásának tulajdonították. A Gulf Coast területén hasonlóan nagy volt az akvatermális nyomás szerepe a túlnyomás kialakulásában (MAGARA 1975b). A Gulf Coast adatai szerint az akvatermális nyomás hatékonyabban növeli meg a túlnyomást, ha a pórusfolyadék izolációja mélyebben következik be, ahol a pelitek átteresztőképessége igen kicsinnyé vált, továbbá ha az üledékképződés sebessége nagy: ilyen körülmények között kevesebb pórusfolyadék tud a pelitből elszivárogni, és így a létrejött túlnyomás tartósabban megmarad. Például, ha a 0,5 km nagyságú süllyedéshez tartozó üledékképződési sebesség millió évenként 0,1 km, akkor a süllyedés 5 millió év alatt következik be. Ugyanez a süllyedés a millió évenkénti 1 km esetén csak 0,5 millió évet igényel, az előbbi egytizedét. Az igen alacsony átteresztőképességnek megfelelő állapotban az elszívargás lehetőségeit csökkenti az, hogy ilyen tömött kőzetekben az egymással nem elegyedő két fázis együttesen nem képes mozogni. Ezt szemlélteti a 6. ábra „b” része, amelyen látható a „III b” jelű szakasz, ahol két fázis nem mozoghat együtt (SHANLEY 2004). Ez a „permeabilitásgát” csökkenti az elszívargást. A szakemberek egy része megkérdőjelezi azt, hogy az akvatermális nyomás jelentős lehet (CHAPMAN 1980, LUO & VASSEUR 1992). CHAPMAN (1980) cikkének diszkussziójában BARKER & HORSEFIELD (1982) olyan adatokat közölt a Mexikói-öböl területéről, amelyek az akvatermális nyomás hatására utalnak: a nyomásadatok a nyomás-hőmérséklet diagramban az akvatermális nyomásnak megfelelő izo-sűrűség vonalra estek.

Az üledékképződés során egyre nagyobb mélységbe és magasabb hőmérsékletre kerülő pelitek szerves anyagának, a kerogénnek a termikus átalakulása is megnöveli a pórusokban lévő fluidum térfogatát, így zárt térben a vízhez hasonlóan megnöveli a fluidum nyomását. Az olaj képződése a kerogénből még nem hoz létre jelentős térfogat-növekedést (MUDFORD & BEST 1989). Magasabb termikus érettségnél azonban a gázképződés nagy térfogat-növekedést eredményez (MEISSNER 1978). A kőzetek szerves anyagának egyik határozott alakú elemének, a vitrinitnek a nagy térfogat-növekedéssel járó termikus átalakulását gázzá fékezi a nyomás növekedése (CARR 1999). A kerogénből történő gázképződésnél nagyobb hatást feltételeztek abban az esetben, ha a már képződött olaj alakul át gázzá krakkolás révén (LUO & VASSEUR 1996). A gázképződés által okozott túlnyomás feltételezett jelentős hatását korlátozza a LE CHATELIER elv, mely szerint a térfogat-növekedéssel járó folyamatokat gátolja a nyomás növekedése (ERDEY-GRÚZ 1963, OSBORNE 1997, KONCZ 2010a).

Az ásványi átalakulásokhoz tartozik a kevert rétegű agyagásványok, a szmektitiek vízvesztése és illitté változása (MAGARA 1975a). A nyomás növekedését izolált rendszerben az okozza, hogy az agyagásványokhoz kötött víz na-

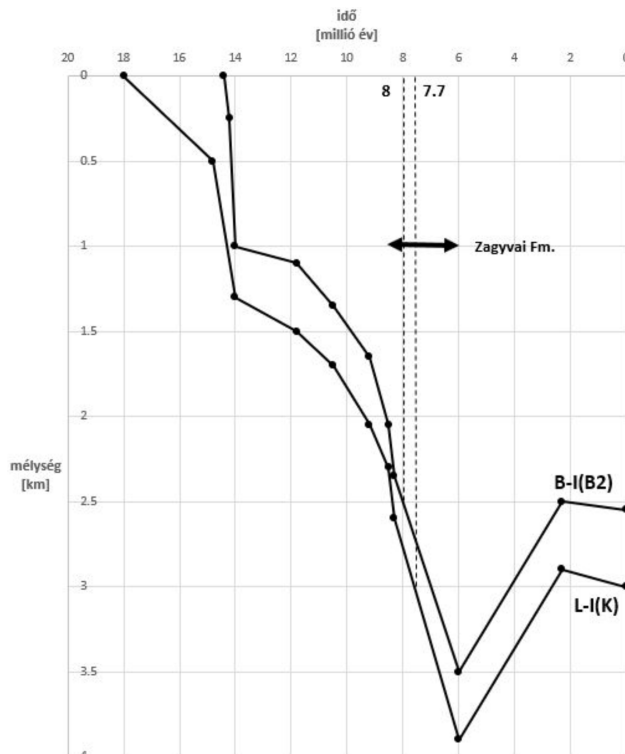
gyobb sűrűségű, mint a pórusokban lévő szabad, agyagásványokhoz nem kötött víz. Abban a hőmérséklet-tartományban (70–150 °C), amelyben az agyagásványok átalakulnak, a kötött víz felszabadul, és növeli a víz térfogatát, megnövelve ez által a pórusfolyadék nyomását (SWARBRICK & OSBORNE 1998). A szmektitiek átalakulásából eredő hatás azonban függ a pelit szmektittartalmától, valamint a pórusvízben lévő káliumionok megfelelő mennyiségben való jelenlététől, ami az illitit alakuláshoz szükséges.

A nagyobb mélységben lévő pelitekből történő primer migrációt előidéző túlnyomás képződését és fokozódását befolyásoló tényezők közül a leghatékonyabbnak a nem egyensúlyi kompaktióból eredőt tartják (SWARBRICK & OSBORNE 2002). Azok az adatok azonban, amelyek a Gulf Coast és Magyarország területéről származnak, arra utalnak, hogy jelentős szerep tulajdonítható az akvatermális nyomásnak is (MAGARA 1975b, SZALAY & KONCZ 1980). Bármilyen természetű hatásról is legyen szó, akár a nem egyensúlyi kompaktióról, beleértve az akvatermális nyomást is, akár a képződött olajról és gázzal, vagy az ásványi átalakulásokról, a nyomásnövekedés és -megmaradás, valamint a pelitek megrepedése miatt előállt nagy áteresztőképesség következtében létrejövő primer migráció szempontjából az a kedvező, ha minél kisebb az áteresztőképesség és minél nagyobb az üledékképződés üteme.

### Primer migráció a középső-miocén anyaközetekben

Genetikai korrelációk segítségével megállapítható volt, hogy a Budafa és Lovászi mezők könnyű olaja a középső-miocén anyaközetekben képződött (KONCZ 2017). Mind Budafa, mind Lovászi esetében a készletek zöme 1085–1252, illetve 1100–1440 m mélység-intervallumban, főként a pannóniai emelethez tartozó üledékképződés mélyvízi kifejlődésében (az „alsópannon” képződeményekben) lévő turbidites homokkötőanyagokban halmozódott fel. A Budafa mező olaja a „B2” jelű badeni, a Lovászié a „K” jelű kárpáti anyaközetekben keletkezett a genetikai korrelációk eredményei szerint és vertikális migráció révén halmozódott fel az anyaközeteknél jóval kisebb mélységben lévő tárolóközetekben (9. ábra). Felmerül a kérdés, hogy a középső-miocén anyaközetekben képződött olaj milyen folyamat révén, mikor távozott el anyaközetéből a primer migráció során.

Az aromás vegyületek közül a metilfenantrének alkalmasak az olajok termikus érettségének számszerű megadására vitrinitreflexió egyenérték formájában (RADKE & WELTE 1983). A Budafa mező olajaiból mért 21 érték átlaga  $0,71 \pm 0,02\%$ , a Lovászi mezőiből mért 13 érték átlaga  $0,90 \pm 0,04\%$ . Az igen kicsiny szórásértékek (0,02, illetve 0,04%) arra engednek következtetni, hogy az olajok primer migrációja egyetlen, idejét és mélységét illetően eléggé behatárolt esemény következményeként, „hirtelen” ment végbe. Arra nézve, hogy ez az esemény mindkét esetben

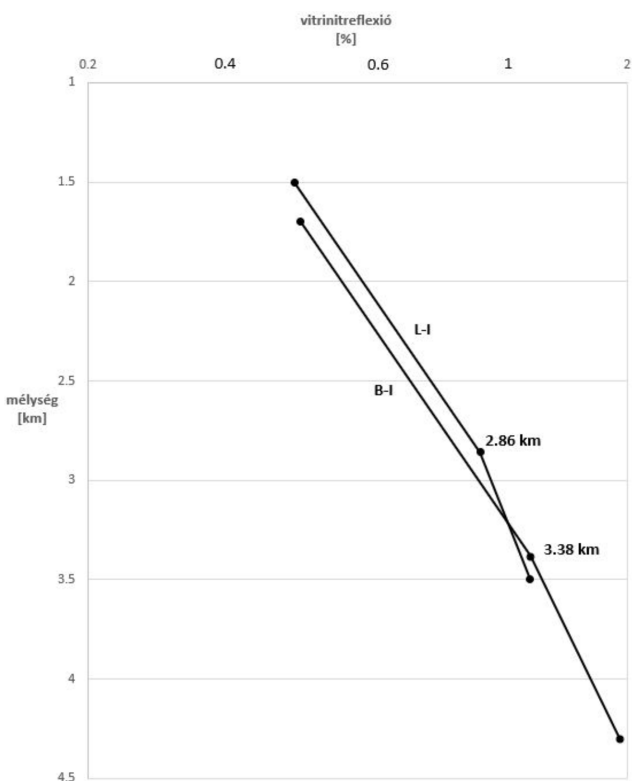


9. ábra. A középső-miocén anyaközetek eltemetődési története

Figure 9. Burial history of Middle Miocene source rocks

ugyanaz vagy eltérő volt-e, itt még most nem lehet választ adni. A válasz az alábbiakban részletezett medencemodell-számítások eredményeitől várható.

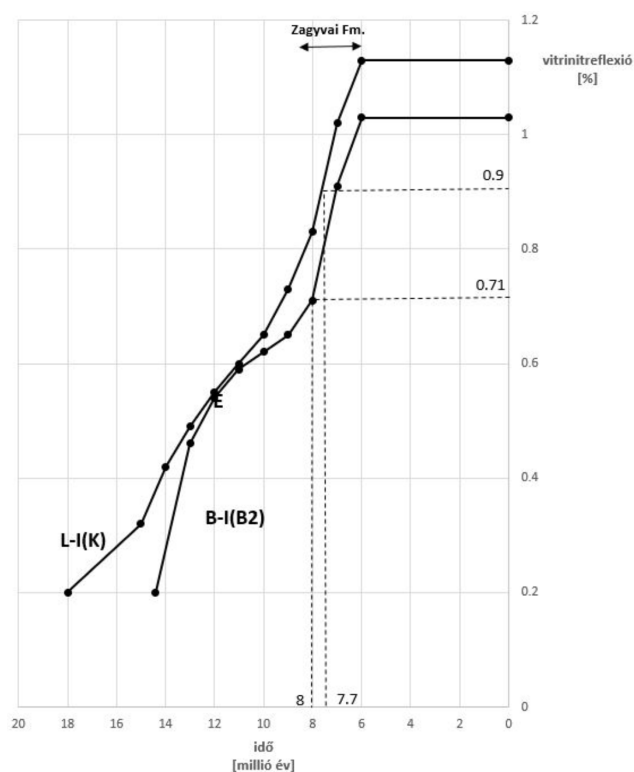
A Budafa-I és a Lovászi-I fúrás profiljában végrehajtott medencemodell-számítások kiindulási eleme az eltemetődéstörténet volt: a Budafa-I fúrás esetében a „B2” jelű, jelenleg 2,3–2,8 km mélységintervallumban lévő badeni korú képződemények „közepére” (2,55 km), a Lovászi-I fúrásnál a jelenleg 2,5–3,5 km mélységintervallumban lévő kárpáti képződemények „közepére” (3 km) vonatkozóan (9. ábra). (A medencemodell-számítások során 45 °C/km geotermikus gradiens, 10 °C felszíni hőmérséklet és 40–80 mW/m<sup>2</sup> érték-tartományú hőáram nyert alkalmazást.) Indokoltan feltételezhető volt, hogy 6,0–2,4 millió év időtartományban ment végbe a medence inverziója, amelynek során a alluviális síksági Zagvyai Formációból 1 km vastagságú rész erodálódott. Az inverzió folyamán erodálódott képződemények vastagságát oly módon is meg lehet becsülni, hogy összehasonlítjuk az azonos termikus érettségnek megfelelő mélységértékeket. Nyilvánvaló, hogy a nagyobb mélységben lévő, ugyanazon érettségi szint a nem invertált medencerészekre, a jóval kisebb mélységben lévő, az előbbivel azonos érettségi szint az invertáltakra utal. A délkelet-alföldi mély neogén medencékben a 0,6% értékű vitrinitreflexióval jellemzett érettségi szint 2,6–2,8 km, Budafa–Lovászi térségében ennél jóval kisebb, 1,9–2,0 km mélységben van. A képződött szénhidrogéneket tartalmazó kőzetextraktum (bitumen) szervesszén-tartalomra vonatkoztatott értékének, a bitumen-koefficiensnek a maximuma a délkelet-alföldi fúrásokban 4 km, a Budafa–Lovászi területen



10. ábra. Vitrinitreflexió-mélység összefüggések a B-I és a L-I fúrásokban  
 Figure 10. Vitrinite reflectance vs. time relationships in B-I and L-I boreholes

ennél jóval kisebb, 2,6 km mélységben mutatkozott (SZALAY 1980).

A medencemodell-számítások helyességének ellenőrzésére szolgáló módszerek egyike a modellezett területet képviselő fúrásban mért és a modellezés eredményeként előállt vitrinitreflexióknak az összehasonlítása (10. ábra). A Budafa-I (B-I) fúrás 1,7–4,35 km intervallumából 35, a Lovászi-I (L-I) fúrás 1,56–3,505 km intervallumából 25 vitrinitreflexió-adat állt rendelkezésre. A 10. ábrán a B-I és a L-I fúrásokra vonatkozóan a vitrinitreflexió logaritmsa ( $\lg R_0$  %) szerepel a mélység ( $z$  km) függvényében: a vitrinitreflexió logaritmsa lineárisan változik a mélységgel folyamatos üledékképződés esetén a  $\lg R_0 = (\text{konstans})_1 \times z + (\text{konstans})_2$  egyenlet szerint. Látható, hogy mindkét fúrásnál két, egymástól eltérő meredekségű szakasz mutatkozik. A B-I fúrásnál 3,378 km, a L-I fúrásnál 2,86 km mélységtől, 1,32, illetve 1,07% vitrinitreflexiótól kezdődően a meredekség kisebb (0,180, illetve 0,143 %/km), mint a sekélyebb részekben (0,254 %/km). A mélyebb zónákban észlelt kisebb meredekség valószínűleg annak következménye, hogy a jelentős túlnyomás visszaszorítja a vitrinitek gázzá alakulásának folyamatát, a vitrinitreflexió növekedését (CARR 1999). A medencemodell-számításokkal nyert, számított (SWEENEY & BURNHAM 1990) és a mért vitrinitreflexiók elég jól egyeznek. A B-I fúrásnál a medencemodell-számításokkal nyert és a mért vitrinitreflexiók különbsége 0,09–0,18%, a L-I fúrásnál 0,04–0,08% intervallumban van. A mért vitrinitreflexiók kisebb meredekségű tartományában az említett különbség nagyobb, 0,20% feletti. Ennek az lehet az oka, hogy az alkalmazott Petromod



11. ábra. Vitrinitreflexió-idő összefüggések a középső-miocén anyaközetekben  
 Figure 11. Vitrinite reflectance vs. time relationships of Middle Miocene source rocks

szoftver nem tudta figyelembe venni a nyomás hatását a vitrinitek gázzá alakulására.

A medencemodell-számítások eredményeként elő lehetett állítani a B-I és a L-I fúrások badeni (B2), illetve kárpáti (K) anyaközeiben a vitrinitreflexió változását az idő függvényében (11. ábra). A Budafa mező olajaiban mért metilfenantrén izomerarányokból számított vitrinitreflexió egyenértéket (0,71%) 8,0 millió évnél, a Lovászi mező olajainak megfelelő (0,90%) 7,7 millió évnél, a Zagyvai Formáció lerakódása idején érik el az anyaközetek. A két időpont, amikor az anyaközeteknek meg kellett repedniük, egymáshoz igen közeli, egy és ugyanazon eseményhez, a Zagyvai Formáció képződéséhez köthető, amikor a középső-miocén anyaközetek termikus érettsége gyorsabban növekszik a nagy üledékképződési sebesség miatt. A Zagyvai Formáció képződése a modellezés bemenő adata szerint 8,3 millió évtől 6,0 millió évig tartott: ez utóbbi időpont azonban lehetett akár 7,5 millió év is. Ez esetben az üledékképződési sebesség jóval nagyobb, a B-I fúrásnál 1425 m/millió év, a L-I fúrás esetében 1655 m/millió év a 496, illetve 576 m/millió év helyett. Az eltemetődési történet során a badeni, illetve kárpáti anyaközetek, a Szolnoki, Algyői, Újfalui és Zagyvai Formáció képződése idején kerültek 2 kilométernél nagyobb mélységbe, ahol a pelitek áteresztőképessége már igen kicsinnyé (<0,1 mD) válhatott. Ezek közül a Zagyvai Formáció képződési idejének nagyobb voltával (8,3–6 millió év), illetve nagy üledékképződési sebességével tűnik ki, amennyiben feltételezzük, hogy az üledékképződés 7,5 millió évnél befejeződött, és ami után elkezdődött a meden-

ce inverziója, valamint a Zagyvai Formáció eróziója. Meg kell jegyezni, hogy a szakemberek az inverziót későbbre, a jelenhez közelebbre teszik.

Az eltemetődéstörténet alapján a B-I fúrásban a badeni anyakőzet (B2) 2,52 km mélysége felel meg a primer migráció időpontjának, a 8 millió évnél. A L-I fúrásban a kárpáti anyakőzet (K) 2,94 km mélységéhez tartozik a primer migráció időpontja, a 7,7 millió év.

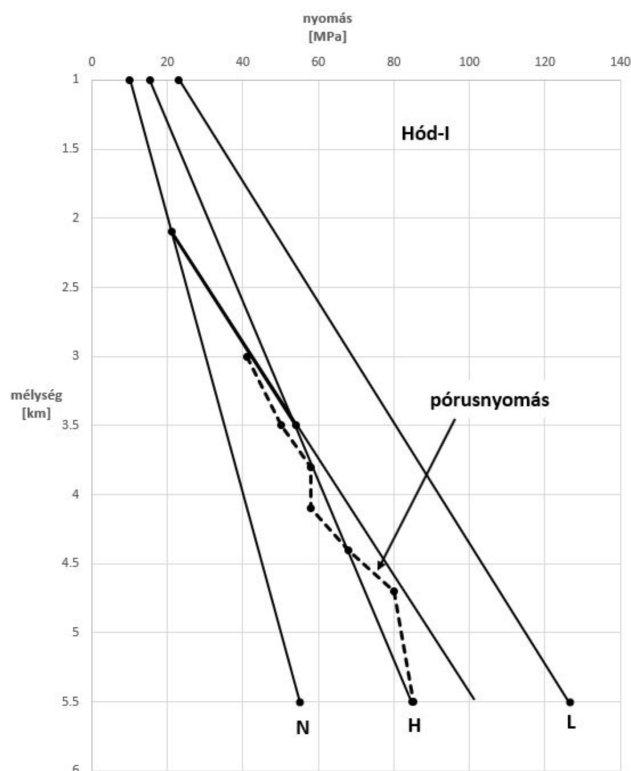
Magyarázatra szorul az a genetikai korrelációk eredményeivel alátámasztott tény, hogy a Budafa szerkezetben csak a badeni, a Lovászi szerkezetben viszont csak a kárpáti anyakőzetekben képződött szénhidrogének halmozódtak fel. Az előzőekben ismertetett megfontolások szerint a badeni és a kárpáti anyakőzetekben a primer migráció egy és ugyanazon esemény, a vastag Zagyvai Formáció gyors lerakódásának következménye lehetett. Mivel mind a Budafa, mind a Lovászi szerkezet alatt lévő migrációs gyűjtőkörzetben létezik mindkét anyakőzet, a sekélyebben lévő turbidites homoktárolókba mindkét anyakőzet szénhidrogénjeinek el kellett volna jutniuk vertikális migráció révén, és ott elegyedett formában kellett volna jelen lenniük. A különbség a Budafa és Lovászi terület között döntően abban rejlik, hogy a kárpáti tetőnek megfelelő képződmény, a glaukonitos homokkő migrációt gátló záróelemként viselkedik Budafán, Lovásziban viszont ez a záróképződmény hiányzik. Budafán a glaukonitos homokkő és az alatta lévő képződmények túlnyomóságok, a glaukonitos homokkő feletti hidrosztatikus nyomásuk: a glaukonitos homokkő meggátolta a kárpáti eredetű szénhidrogének eljutását a sekélyebb, turbidites homoktárolókba. Lovászi esetében ez nem történhetett meg a glaukonitos homokkő hiánya miatt, viszont az a probléma, hogy miért csak a kárpáti eredetű szénhidrogének halmozódtak fel vertikális migráció, vetők révén a sekélyebben fekvő turbidites homokkővekben, a badeni eredetűek miért nem képeztek akkumulációkat. Feltételezhető, hogy a mélyebben fekvő, nagyobb nyomással rendelkező kárpáti eredetű szénhidrogén-fluidumok meggátolták a kisebb mélységben lévő, alacsonyabb nyomású, badeni eredetűek bejutását a vetősíkok által biztosított migrációs vezetőközegbe. Említésre méltó, hogy a primer migráció, illetve a Zagyvai Formáció lerakódása idején már jelen voltak a pannóniai emelet mélyvízi képződményei, a turbidites homokkővek, amelyekben Budafán a badeni, Lovásziban a kárpáti eredetű szénhidrogének így fel tudtak halmozódni.

### Primer migráció az Endrődi Formációban

Az átlagosan 100–200 m, de 700 métert is meghaladó vastagságú, nyíltvízi márgákból álló Endrődi Formáció olyan anyakőzet, amelyben a képződött szénhidrogének genetikai jellemzői lényegesen eltérőek a középső-miocén anyakőzetekben képződöttéktől, így egymástól megkülönböztethetőek (KONCZ et al. 2010b). Az alaphegységi kiemelkedések fölött az abrázios partmenti konglomerátumból és homokkőből álló Békési Formációra, másutt az általában középső-miocén képződményekből összetevődő prepan-

nóniai korúakra települ (JUHÁSZ 1998). Annak ellenére, hogy a neogén mélymedencékben olyan mélységben van, ami lehetővé tehetné az olajképződést, a bennük képződött szénhidrogének a szerkezetekben nem képeztek jelentős készletű telepeket: általában olajnyomok fordultak elő, illetve a palaolaj (shale oil) kitermelésre nyújtanak lehetőséget a nem hagyományos előfordulások körén belül (KONCZ 2019b). Ez igaz a Makói-árokra és a tágabb környezetében lévő Algyő szerkezetre is. A Makói-árok nem tartalmaz középső-miocén képződményeket: az aljzatot az Endrődi Formáció pelitjei fedik (SZUROMI-KORECZ et al. 2004). A Makói-árok nyugati szélén felfedezett felhalmozódások olaj-szénhidrogénjei nem mutattak genetikai rokonságot a Makói-árokban mélyült Hódmezővásárhely-I (Hód-I) fúrásban megismert anyakőzet, az Endrődi Formáció szénhidrogénjeivel: az algyői olajok nem származhatnak a Makói-árok anyakőzeteiből (SAJGÓ 1984). A későbbi genetikai korrelációk eredményei is ezt támasztották alá (KONCZ 2018). A 2004–2007 években a kanadai Falcon cég leányvállalataként működő TXM Kft. próbálkozott meg a Makói-árokban feltételezett ún. medenceközponti földgáz-előfordulás (BCGA – basin-centered gas accumulation) fúrásos kutatásával a későbbi kitermelés reményében. Feltételezték, hogy a mélyvízi turbidites homokkőrétegektől kezdődően az üledékek porustere teljesen telítve van földgázzal (BADICS 2010, BADICS et al. 2011). A fúrások a feltételezett nagy mennyiségű kitermelhető földgázt illetően nem igazolták ezt a feltételezést.

A Hód-I fúrásban a porozitásértékek normál, hidroszta-



12. ábra. Számított pórusnyomásértékek a Hód-I fúrásban (SZALAY 1982)

Figure 12. Calculated pore pressure values in Hód-I borehole (SZALAY 1982)

tikus nyomással jellemezhető eredményező trendje 2,1 km mélységben megszűnik, és nagyobb mélységekben ezt a trendet nem követi: a képződményekben 2,1 km mélységtől kezdődően a nem egyensúlyi kompakciónak megfelelően túlnyomás alakult ki (12. ábra) (SZALAY 1982). Ez a viszonylag kis mélységben kialakult izoláció feltehetően annak következménye, hogy az Endrődi Formációra vonatkozóan az üledékképződés, illetve a nyomásnövekedés átlagos sebessége nagy (460 méter, illetve 10,5 MPa millió évenként). (Budafa–Lovászi területén a kárpáti képződményekre vonatkozóan jóval kisebbek, 170 méter, illetve 3,8 MPa millió évenként.) Feltűnő, hogy az izolációs mélység (2,1 km) a Hód–I fúrásban sekélyebb pozícióban van, mint a délkelet-alföldi mélyfúrásokban meghatározott izolációs mélység (2,6 km). Ez a Hód–I fúrásban létrejött korai, kis mélységben bekövetkezett izoláció olyan állapotban következett be, amikor a pelitek átteresztőképessége még nem csökkent eléggé kicsinyre. Viszont 2,1 km mélységtől kezdődően létrejött izolációt feltételezve a litosztatikus nyomásra jellemző 23 MPa/km mélységgradienssel párhuzamosan növekvő fluidumnyomás 3,5 km mélységben éri el a horizontális nyomás értékét. Ennek következtében a pelit megrepedhetett volna, és a képződött szénhidrogének a primer migráció révén távozhattak volna a pelitből, ha ezt nem akadályozza meg a pelittest fedő, illetve fekü részén kialakult „záróréteg”. A felrepedést követően a pelit záródhat, és újból növekedhet a túlnyomás, megteremtve ezzel az újbóli megrepedés lehetőségét. Erre utal a 12. ábrán a pórúsnymomás további növekedése 3,5 km-nél nagyobb mélységben. Lehet, hogy a „zárórétegek” megrepedése következtében végbement primer migráció során „kiszabadult” termogén szénhidrogének jelentkeztek a Makó–3 fúrásban 2150–2350 m mélységben, ahová vertikális migrációval juthattak (HETÉNYI et al. 1993). Ebben a mélységtartományban, ahol a vitrinitreflexió 0,5% (a termikus átalakultság mértéke alacsony), legfeljebb bakteriális eredetű metán lehet jelen, termogén eredetű szénhidrogének csak vertikális migráció révén jelentkezhetnek. A 12. ábrán látható, hogy a pórúsnymomás 4,4 km mélységtől kezdődően meghaladja a horizontális nyomást, azaz a felrepedés feltétele adott. A kérdés az, hogy ez megtörténhetett-e, ha a Poisson-arány a magas hőmérsékletnek megfelelően megnövekedett.

Figyelembe kell venni, hogy az Endrődi Formáció vastag és homokkőekkel nem tagolt. Ennek azért van jelentősége, mert a formáció tetőzónája az óhatatlanul elszivárgó pórúsfuidum miatt jobban kompaktálódik, mint a formáció belső része. Tehát a tetőzónában az ily módon lecsökkent átteresztőképesség megakadályozza a formáció belsejéből a pórúsfuidum elszivárgását: a túlnyomás így fennmaradt, sőt fokozódott. A tetőzóna viszont felrepedhet a túlnyomás megfelelő mértékének elérésekor. Feltehető, hogy a Makó–3 fúrás kapcsán említett termogén szénhidrogének az Endrődi Formáció tetőzónájából származnak. (Természetesen a pelittestek homokkővel, vagy az aljzattal érintkező fekü része is hasonlóan viselkedik.) A pelittest belső része, még ha megrepedt is, nem képes szénhidrogéneket kibocsátani a homokkőek, illetve az aljzat felé a kompaktált, alacsony átteresztőképességű fedő és fekü részek miatt.

Az Endrődi Formáció felrepedése és a benne képződött szénhidrogének eltávovása a primer migráció során teljes bizonyossággal nem ítélt meg. Valószínűsíthető azonban, hogy a korai, kis mélységben bekövetkező izoláció, a „zárórétegek” említett viselkedése, valamint a nagy mélységben, magas hőmérsékleten megnövekedő Poisson-arány következtében az Endrődi Formáció szénhidrogénjeinek csak egy elenyésző töredéke tudta elhagyni anyakőzetét, amelyek a nagy tömegű anyakőzet kis hányadát képező fedő, illetve fekü részekből származnak.

### Következtetések

A középső-miocén anyakőzetek és az Endrődi Formáció mint anyakőzet viselkedése lényegesen eltérő. Az eltérések egy része azzal függ össze, hogy a középső-miocén anyakőzetek vékonyak, homokkőekkel tagoltak, míg az Endrődi Formáció vastag, homokkőekkel nem tagolt. Ez a különbség már az egyensúlyi kompakció stádiumában befolyásolja a vizet közegű primer migráció hatékonyságát: az anyakőzet egysegyeni térfogatára vonatkoztatva, egyébként azonos feltételek között, a vékony, tagolt anyakőzetekből, így a középső-miocén anyakőzetekből több szénhidrogén képes távozni, mint a vastag, tagolatlan anyakőzetből, az Endrődi Formációból. A vastag és tagolatlan anyakőzetek a nem egyensúlyi kompakció során is eltérő módon viselkednek. Fedő és fekü részeiken, ahol az óhatatlan elszivárgás miatt tömörödés és az átteresztőképesség csökkenése még lehetséges, kialakul egy olyan „kéreg”, amely zárókőzetként szerepelve nem engedi meg a fluidumok elszivárgását a pelittest belsejéből. Ennek az a következménye, hogy a pelittest belseje hamar túlnyomásossá válik, és a túlnyomás egy bizonyos mértékének elérésekor megrepedezik, de az említett kéreg jelenléte miatt a pelit belsejéből fluidum nem képes távozni.

A középső-miocén anyakőzetek Budafa–Lovászi területén akkor repedeztek meg, amikor a vastag Zagyvai Formáció rakódott le. A nagy üledékképződési sebesség miatt kevés idő állt rendelkezésre ahhoz, hogy érdemi elszivárgás mehessen végbe. Ez az állapot oly mértékben megnövelhette a túlnyomást, hogy az izolációs mélységnél nem sokkal nagyobb mélységben megrepesztette az anyakőzeteket. A megrepesztett anyakőzetekből a primer migráció során keletkezett vetők révén jutottak a szénhidrogének jelenlegi csapdáikba.

A vastag és tagolatlan Endrődi Formáció pórusteribeiben lévő fluidumok már viszonylag kis mélységben izoláltakká váltak a folyamatosan nagy üledékképződési sebesség miatt. Ennek eredményeként a nem egyensúlyi kompakció révén a túlnyomás viszonylag kis mélységben jött létre. A fedő és fekü részekben kialakult „záróréteg” megakadályozhatta a fluidumok távozását a pelittest belsejéből oly mértékben, hogy a pelitek belső részének megrepedésekor sem tudtak a fluidumok eltávovni. Lehetséges, hogy a Makói-árok Endrődi Formációjából érdemi felhalmozódások nem jöttek létre az algyői gerincvonulaton. Kevés szénhidrogén viszont elmigrálhatott a pelittest tömegéhez képest igen kis tömegű „zárórétegek” megrepedése miatt.

## Irodalom – References

- BADICS B. 2010: 3D modellezés külföldi és magyarországi esettanulmányok alapján. – Doktori értekezés.
- BADICS B., UHRIN A., VETŐ I., BARTHA A. & SAJGÓ Cs. 2011: Medenceközponti földgáz-előfordulás elemzése a Makói-árokban. – *Földtani Közlemények* **141/1**, 445–468
- BARKER, C. 1972: Aquathermal Pressuring – Role of Temperature in Development of Abnormal-Pressure Zones. – *AAPG Bulletin* **56/10**, 2068–2071. <https://doi.org/10.1306/819a41b0-16c5-11d7-8645000102c1865d>
- BARKER, C. & HORSFIELD, B. 1982: Mechanical Versus Thermal Cause of Abnormally High Pore Pressures in Shales: Discussion. – *AAPG Bulletin* **66**, 99–100. <https://doi.org/10.1306/03b59a30-16d1-11d7-8645000102c1865d>
- BROOKS, J., CORNFORD, C. & ARCHER, R. 1987: The role of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration. – In: BROOKS, J. & FLEET, A. J. (eds): *Marine Petroleum Source Rocks, Geological Society Special Publication* **26**, 17–46. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1987.026.01.02>
- BURRUS, J. 1998: Overpressure Models for Clastic Rocks, Their Relation to Hydrocarbon Expulsion: a Critical Reevaluation. – In: LAW, B. E., ULMISCHEK, G. F. & SLAVIN V. I. (eds): *Abnormal pressures in hydrocarbon environments*. – *AAPG Memoir* **70**, 35–63. <https://doi.org/10.1306/M70615C3>
- CARR, A. D. 1999: A vitrinite reflectance kinetics modell incorporation overpressure retardation. – *Marine and Petroleum Geology* **16**, 355–377. [https://doi.org/10.1016/s0264-8172\(98\)00075-0](https://doi.org/10.1016/s0264-8172(98)00075-0)
- CHAPMAN, R. E. 1980: Mechanical Versus Thermal Cause of Abnormally High Pore Pressures in Shales. – *AAPG Bulletin* **64**, 2179–2183. <https://doi.org/10.1306/03b59a35-16d1-11d7-8645000102c1865d>
- DURAND, B. 1983: Present trends in organic geochemistry in research on migration of hydrocarbons.— In: BJORØY, M. et al. (eds): *Advances in Organic Geochemistry 1981* Wiley, Chichester 117–128. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90066-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90066-6)
- DURAND, B. 1987: Understanding of HC migration in sedimentary basins (present state of knowledge). – *Organic Geochemistry* **13/1–3**, 445–459. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-037236-5.50052-x>
- ERDEY-GRÚZ T. 1963: *A fizikai kémia alapjai*. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 393 p.
- HETÉNYI, M., KONCZ, I. & SZALAY, Á. 1993: Organic geochemical evaluation of the Makó–3 borehole. – *Acta Geologica Hungarica* **36/2**, 211–222.
- HOBSON, G. D. 1954: *Some Fundamentals of Petroleum Geology*. – London–New York–Toronto, Oxford University Press. <https://doi.org/10.1017/S001675680006653X>
- HUBBERT, M. K. 1953: Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. – *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists* **37**, 1954–2026. <https://doi.org/10.1306/5ceadd61-16bb-11d7-8645000102c1865d>
- HUNT, J. M. 1990: Generation and Migration of Petroleum from Abnormally Pressured Fluid Compartments. – *AAPG Bulletin* **74/1**, 1–12. <https://doi.org/10.1306/0c9b21eb-1710-11d7-8645000102c1865d>
- HUNT, J. M. & JAMIESON, G. W. 1956: Oil and organic matter in source rocks of petroleum. – *AAPG Bulletin* **40**, 477–488. <https://doi.org/10.1306/5ceae3e8-16bb-11d7-8645000102c1865d>
- JUHÁSZ Gy. 1998: A magyarországi neogén mélymedencék pannóniai képződményeinek litosztratigráfiája. – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. A MOL Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 469–483
- KENNEDY, G. C. & HOLSER, W. T. 1966: Pressure-volume-temperature, and phase relations of water and carbon dioxide, Sec. 16. – In: *Handbook of physical constants*. – *Geological Society of America Memoirs* **97**, 371–383. <https://doi.org/10.1130/MEM97-p371>
- KONCZ I. 2010: Nem-hagyományos földgáz-előfordulások kialakulásának feltételei heterogén felépítésű tömött homokkőösszletekben. – *Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **143/5**, 6–19.
- KONCZ I. 2017: Budafa- és Lovászi-mezők olajának származása. – *Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **150/5**, 6–9.
- KONCZ I. 2018: Az algyői telepek szénhidrogénjeinek eredete és migrációs modellje. – *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **151/5–6**, 17–23.
- KONCZ I. 2019a: A vertikális migráció szerepe a hazai szénhidrogén-felhalmozódások feltöltődésében. – *Földtani Közlemények* **149/2**, 163–174.
- KONCZ I. 2019b: A Battonya–Pusztaföldvár gerinc szénhidrogén-rendszerei. – *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat – Kőolaj és Földgáz* **152/2–3**, 33–38.
- KONCZ I., HORVÁTH Zs., GELLÉRT B., KAJÁRI M., COTA, L., BALEN, M. & BIGUNAC, D. 2010b: Az alsópannon és középsőmiocén anyakőzetek organikus fáciese a Dráva-medence északi szárnyán. – *Medencefejlődés és geológiai erőforrások: víz, szénhidrogén, geotermikus energia, a Magyar Földtani Társulat vándorgyűlése, Szeged, Geolitera*, 121–122.
- LUO, X. & VASSEUR, G. 1992: Contributions of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. – *AAPG Bulletin* **76**, 1550–1559. <https://doi.org/10.1306/bdff8a42-1718-11d7-8645000102c1865d>
- LUO X. & VASSEUR, G. 1996: Geopressuring Mechanism of Organic Matter Cracking: Numerical Modelling. – *AAPG Bulletin* **80/6**, 856–874. <https://doi.org/10.1306/64ed88ea-1724-11d7-8645000102c1865d>
- MAGARA, K. 1975a: Reevaluation of Montmorillonite Dehydration as Cause of Abnormal Pressure and Hydrocarbon Migration. – *AAPG Bulletin* **59/2**, 292–302. <https://doi.org/10.1306/83d91c7c-16c7-11d7-8645000102c1865d>
- MAGARA, K. 1975b: Importance of Aquathermal Pressuring Effect in Gulf Coast. – *AAPG Bulletin* **59/10**, 2037–2045. <https://doi.org/10.1306/83d921db-16c7-11d7-8645000102c1865d>
- MAGARA, K. 1976: Water Expulsion from Clastic Sediments during Compaction – Direction and Volumes. – *AAPG Bulletin* **60/4**, 543–553. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.26.1.123>
- MAGARA, K. 1978: The significance of the expulsion of water in oil-phase primary migration. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **26/1**, 123–131.

- MAGARA, K. 1980: Agents for Primary Hydrocarbon Migration: A Review. – *AAPG Bulletin* **64**, 33–45. <https://doi.org/10.1306/St10411C3>
- MAGARA, K. 1981: Mechanisms of Natural Fracturing in a Sedimentary Basin. – *AAPG Bulletin* **65**, 123–132. <https://doi.org/10.1306/2f919783-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- MEISSNER, F. F. 1978: Petroleum Geology of the Bakken Formation, Williston Basin, North Dakota and Montana. – In: *24th Annual Conference, Williston Basin Symposium: Montana Geological Society*, 207–227.
- MILLER, T. W. 1995: New Insights on Natural Hydraulic Fractures Induced by Abnormally High Pore Pressures. – *AAPG Bulletin* **79/7**, 1005–1018. <https://doi.org/10.1306/8d2b21af-171e-11d7-8645000102c1865d>
- MILLER, T. W., LUK, C. H. & OLGAARD, D. L. 2002: The Interrelationships between Overpressure Mechanisms and In-Situ Stresses. – In: HUFFMAN, A. R. & BOWERS, G. L. (eds): *Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction*. *AAPG Memoir* **76**, 13–20. <https://doi.org/10.1306/m76870c2>
- MUDFORD, B. & BEST, M. E. 1989: Venture gas field, offshore Nova Scotia: case study of overpressuring in region of low sedimentary rate. – *AAPG Bulletin*, **73**, 1383–1396. <https://doi.org/10.1306/44b4aa55-170a-11d7-8645000102c1865d>
- OSBORNE M. J. & SWARBRICK R. E 1997: Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation. – *AAPG Bulletin* **81/6**, 1023–1041. <https://doi.org/10.1306/8626D379-173B-11D7-8645000102C1865D>
- OZKAYA, I. 1984: Computer Simulation of Hydraulic Fracturing in Shales – Influences on Primary Migration. – *Journal of Petroleum Technology* **36/5**, 826–828. <https://doi.org/10.2118/11455-PA>
- PAYNE, D. F., TUNCAY, K., PARK, A., COMER, J. B. & ORTOLEVA, P. 2000: A Reaction-Transport-Mechanical Approach to Modeling the Interrelationships Among Gas Generation, Overpressuring, and Fracturing: Implications for the Upper Cretaceous Natural Gas Reservoirs of the Piceance Basin, Colorado. – *AAPG Bulletin* **84/4**, 545–565. <https://doi.org/10.1306/c9ebce4b-1735-11d7-8645000102c1865d>
- PRICE, L. C. 1994: Basin richness and source rock disruption – a fundamental relationship? – *Journal of Petroleum Geology* **17**, 5–38.
- PRICE, N. J. 1959: Mechanics of jointing in rocks. – *Geology Magazine* **96**, 149–167. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1994.tb00112.x>
- RADKE, M. & WELTE, D. H. 1983: The methylphenanthrene index (MPI): A maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. – In: BJOROY, M. (ed.): *Advances in Organic Geochemistry* 504–512.
- RONOV, A. B. 1958: Organic carbon in sedimentary rocks (in relation to the presence of petroleum. – *Geochemistry* **5**, 497–509.
- ROUCHET, J. 1981: Stress Fields, a Key to Oil Migration. – *AAPG Bulletin* **65**, 74–85.
- SAJGÓ, Cs. 1984: Organic geochemistry of crude oils from South-east Hungary. – *Organic Geochemistry* **6**, 560–578. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(84\)90079-2](https://doi.org/10.1016/0146-6380(84)90079-2)
- SHANLEY, K. W., CLUFF, R. M. & ROBINSON, J. W. 2004: Factors controlling prolific gas production from low-permeability sandstone reservoirs: Implications for resource assessment, prospect development, and risk analysis. – *AAPG Bulletin* **88/8**, 1083–1121. <https://doi.org/10.1306/03250403051>
- SOMOSVÁRI Zs. 1987: *Geomechanika I.* – Kézirat, Nehézipari Műszaki Egyetem, Bányamérnöki Kar, Tankönyvkiadó, Budapest, 182 p.
- SWARBRICK, R. E. & OSBORNE, M. J. 1998: Mechanisms that Generate Abnormal Pressures: an Overview. – In: LAW, B. E., ULMISCHEK, G. F. & SLAVIN V. I. Abnormal pressures in hydrocarbon environments. *AAPG Memoir* **70**, 13–34.
- SWARBRICK, R. E., OSBORNE, M. J. & YARDLEY, G. S. 2002: Comparison of Overpressure Magnitude Resulting from the Main Generating Mechanisms. – In: HUFFMAN, A. R. & BOWERS, G. L. (eds): *Pressure regimes in sedimentary basins and their prediction*. *AAPG Memoir* **76**, 1–12. <https://doi.org/10.1306/M70615C2>
- SWEENEY, J. J. & BURNHAM, A. K. 1990: A Simplified Arrhenius Model for Calculating Vitrinite Reflectance. – *AAPG Bulletin* **74**, 1559–1570. <https://doi.org/10.1306/0c9b251f-1710-11d7-8645000102c1865d>
- SZALAY Á. 1982: *A rekonstrukciós szemléletű földtani kutatás lehetőségei a szénhidrogén-perspektívák előrejelzésében a DK-alföldi neogén süllyedékek területén.* – Kézirat, kandidátusi értekezés.
- SZALAY Á. & KONCZ I. 1980: Szénhidrogén-képződési és -migrációs folyamatok a délkelet-alföldi és a Dráva süllyedékekben. – *Kőolaj és Földgáz* **13 (113) / 6**, 177–186.
- SZUROMI-KORECZ, A., SÜTŐ-SZENTAI, M. & MAGYAR, I. 2004: Biostratigraphic revision of the Hod-I well: Hungary's deepest borehole failed to reach the base of the upper Miocene Pannonian Stage. – *Geologica Carpathica* **55**, 475–485.
- TERZAGHI, K. 1923: Die Berechnung der Durchlässigkeitziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungserscheinungen. – *Sitzungsbericht Akademie Wissenschaft Wien, Mathematik Naturwissenschaft, Kl. Abteil 2A* **132(3–4)**, 125–138.

Kézirat beérkezett: 2020. 02. 03.

Online megjelent: 2020. 12.

## Review of geothermal conditions of Hungary

LENKEY, László\*, MIHÁLYKA, János, PARÓCZI, Petra

Department of Geophysics and Space Science, Eötvös Loránd University,

\*correspondent author: lenkey@caesar.elte.hu

mihalyka.janos@ttk.elte.hu

petraparoczi@gmail.com

### *Magyarország geotermikus viszonyainak áttekintése*

#### Összefoglalás

Jelen cikkben a hőáramot és a felszín alatti hőmérsékletet mutatjuk be Magyarország területén. Magyarország hőáramtérképét 2002-ben publikálták Európa Geotermikus Atlaszában, és Magyarország Geotermikus Adatbázisát 2005-ben frissítették utoljára. Azóta több geotermikus projekt is befejeződött, melyek keretében új hőmérsékletet mértek, vagy a kutatási területen korábban végzett mérések adatait szedték össze (TransEnergy [2010–13], Dráva Geotermikus projekt [2014], Paks–II [2016]), valamint az azóta mélyített kutatófúrásokban is mértek hőmérsékletet. Időszzerűvé vált az adatbázis frissítése, és az adatok bemutatása hőáramtérkép, valamint hőmérséklettérképek formájában.

A hőáramot Fourier első törvénye alapján számítjuk, miszerint a hőáram a kőzetek hővezetőképességének és a hőmérséklet-gradiensnek a szorzata. A kőzetek hővezetőképességét laboratóriumban fúrási magmintákon mérik. A fúrásokban mért hőmérsékleteket, a fúrások rétegsorát és az abból becsült hővezetőképességet Magyarország Geotermikus Adatbázisában tároljuk. Ezen adatok segítségével számoltuk a hőáramot és a hőmérséklet–mélység függvényt a fúrásokban, melyeket térképekkel szemléltettünk.

2001 darab 1 km-nél mélyebb fúrásban határoztuk meg a hőáramot a Bullard-plot módszer segítségével. A hőáram Magyarországon 30 mW/m<sup>2</sup> és 120 mW/m<sup>2</sup> között változik, az átlagos hőáram 90 mW/m<sup>2</sup>. A magas hőáram a középső miocén során végbement litoszféra-megnyúlás következménye. A maximális értékek az ország D-i részén találhatóak, míg a minimális értékek a karsztvíz-beszivárgási területeken fordulnak elő. Az üledékes részmedencékben (pl. Makói-árok), ahol a neogén és negyedidőszaki üledékek vastagsága meghaladja az 5–7 km-t, a hőáram a medencére jellemző átlag alatt van (80 mW/m<sup>2</sup>), főleg mert az üledékek még nem tudtak teljesen átmelegedni, kisebb részben pedig azért, mert az üledékek alacsony hővezetőképessége miatt a hőáram az aljzatmagaslathoz felé eltérül.

A geotermikus energiahasznosítás szempontjából az egyik legfontosabb tényező a felszín alatti hőmérséklet. 500 m-ben, 1 km-ben, 2 km-ben és 3 km-ben kiszámoltuk a hőmérsékletet és térképeken ábrázoltuk. Az átlaghőmérséklet ezekben a mélység-horizontokban rendre 40 °C, 60 °C, 100 °C and 140 °C. A geotermikus gradiens mélységgel történő csökkenését a kőzetek hővezetőképességének növekedése okozza. A hőáramhoz hasonlóan a hőmérsékletet is nagyban befolyásolják a felszín alatti vízáramlások. A negyedidőszaki és neogén üledékekben zajló vízáramlás leginkább a felső 1 km-es mélységtartományban okoz hőmérsékletanomáliákat, melyek a mélységgel lecsengenek (pl. Tiszakécske). Ennek az az oka, hogy porózus-permeábilis üledékek 2 km mélységig fordulnak elő. A karsztosodott karbonátos medencealjzatban zajló áramlás az aljzatig befolyásolja a hőmérsékletet, vagyis akár 3–4 km-es mélységig.

*Tárgyszavak: hőáram, geotermikus gradiens, hővezetőképesség, felszín alatti vízáramlás*

#### Abstract

The heat flow map of Hungary was presented in the Atlas of Geothermal Resources in Europe in 2002 and was last updated in 2005. Since that time several geothermal projects, e.g. TransEnergy (2010–13), assessment of the geothermal potential of the Dráva Basin (2013), Paks-II NPP (2016) and continuous drilling activity in the country have been in progress. Large amount of temperature data became available, which allowed the update of the Geothermal Database of Hungary and the compilation of an updated heat flow map and temperature maps.

The heat flow is determined based on the Fourier law using the thermal conductivities of rocks and temperature gradient calculated from temperature observations in boreholes and wells. The thermal conductivity is known from laboratory measurements made on core samples. The thermal conductivities and the temperature data are stored in the Geothermal Database of Hungary.



The heat flow is calculated in 2001 boreholes and wells deeper than 1 km using the Bullard-plot technique. The mean heat flow in Hungary is 90 mW/m<sup>2</sup>, varying between 30 mW/m<sup>2</sup> and 120 mW/m<sup>2</sup>. The high heat flow is due to the Middle Miocene extension of the lithosphere. The high values are found over buried basement highs in the eastern and southern part of the country, while the low values are located in the recharge areas of karstic flow systems. In the sedimentary basins, where the thickness of the Neogene and Quaternary sediments reaches 5–7 km, the heat flow is slightly below the mean value (80–90 mW/m<sup>2</sup>). It is mainly due to the cooling effect of sedimentation and lesser degree to the heat refraction caused by the low thermal conductivity of sediments.

Temperature maps at 500 m, 1 km, 2 km and 3 km depths were also compiled. The mean temperature in these depths is 40 °C, 60 °C, 100 °C and 140 °C, respectively. The decrease of geothermal gradient is due to the increase of thermal conductivity with depth. Similarly to the heat flow, the temperature anomalies strongly reflect the local and regional groundwater flow systems. Groundwater flow in the sedimentary basins mainly influences the heat flow in the upper 1 km, because porous-permeable sediments occur until 2 km depth. Groundwater flow in the karstic basement influences the temperature until the basement depth, that is until 3–4 km depth.

*Key words:* heat flow, geothermal gradient, thermal conductivity, groundwater flow

## Introduction

On global scale the temperature difference between the cold surface of the Earth and the hot interior part drives mantle convection and plate tectonics. On regional scale the subsurface temperature structure of the lithosphere determines the mineralogical and rheological states of the mantle and crust (RANALLI 1995). The temperature variations together with the mineral composition control the strength of the lithosphere influencing its tectonic history, and vice versa, tectonic processes leave a signature in the temperature field (CLOETINGH et al. 2010). On local scale the temperature distribution in the crust is one of the key factors in geothermal energy utilization. In the Pannonian Basin the tectonic evolution of the basin resulted in high geothermal gradient, coupled with deposition of porous sediments, which partly cover fractured and karstified Mesozoic carbonates (MAGYAR et al. 2013, HORVÁTH et al. 2015). The two processes led to the formation of geothermal reservoirs in the Mesozoic carbonates (ALFÖLDI 1979, MÁDL-SZŐNYI & TÓTH 2015) and the Neogene sediments (KORIM 1972, BÁLINT & SZANYI 2015), which have been used for bathing for hundreds of years, and for heating purposes for the last seventy years (NÁDOR et al. 2019a).

In this paper we present the temperature field in the upper 3 kms of the crust and the heat flow in Hungary based on the most recent data.

## History of geothermal data in Hungary

SZANYI et al. (2021) in this volume presented the detailed history of the geothermal research, exploration and utilization in Hungary. In this paper we mention only those milestones, which significantly contributed to our knowledge of the geothermal conditions of Hungary. Geothermal data are mainly connected to geothermal and hydrocarbon exploration and production, and to lesser extent to other drilling activities. Geothermal exploration in Hungary started by the drilling of the 970 m deep well in the City Park in Budapest by Vilmos ZSIGMONDY in 1878 (ZSIGMONDY 1879). Now the

well is in standby and in case of need it could supply thermal water with temperature of 74 °C from Triassic dolomites. In the 1920's extensive hydrocarbon exploration went on in the Great Hungarian Plain, but the drillings, appointed by Ferenc PÁVAI VAJNA, found gaseous thermal water coming from Neogene sediments e.g. at Hajdúszoboszló, Karcag, Debrecen, Szeged, etc. The water at Hajdúszoboszló comes from 1020 m depth and it has a temperature of 70 °C. The geothermal gradient calculated from the temperatures of the wells at the City Park and Hajdúszoboszló is in the range of 57–64 °C/km, which is higher than the mean value of the continental crust (33 °C/km, POLLACK et al. 1993). At the time of discovering the geothermal reservoirs in Hungary it was not clear why the gradient was so high. Tibor BOLDIZSÁR, a young mining engineer made the first heat flow determination in Hungary in a coal mine shaft at Komló (BOLDIZSÁR 1956). It was the third heat flow determination in Europe after the first one in Wales (Lord KELVIN 1863) and the second one in the Gothard Railway Tunnel in Switzerland (STAPFF 1883). BOLDIZSÁR measured the temperature gradient and the thermal conductivity of the rocks, and he arrived to heat flow density of 138 mW/m<sup>2</sup>. Later he constructed the first heat flow map of Hungary (BOLDIZSÁR 1967), and it became clear that the heat flow in Hungary was over the continental average (65 mW/m<sup>2</sup>, POLLACK et al. 1993). With the increasing number of thermal wells the Water Management Research Institute (VITUKI) edited the first cadaster of the thermal wells (BÉLTEKY et al. 1965), which was regularly updated later. It was the first geothermal database of Hungary, which contained the depth of screening, bottom hole temperature, temperature at well head, water yield and chemistry of water. Since 2014, after the cease of VITUKI, the registration of new thermal wells and the update of the cadaster have been carried out by the Hungarian Mining and Geological Survey. Recently a new thermal cadaster was compiled by TÓTH (2016) for the public to accelerate the utilization of geothermal energy in Hungary. It lists the thermal wells, the temperature at well head and the water yield. The Hungarian Oil Company also measures routinely the temperature in hydrocarbon exploration boreholes and records the circumstances of the measurements,

and the former Hungarian Geological Institute (MÁFI) also carried out temperature measurements in exploration wells. In 1983 Péter DÖVÉNYI merged the oil industry data, the MÁFI data and the data of the VITUKI thermal cadasters, and he created the most comprehensive geothermal database of Hungary at that time (DÖVÉNYI et al. 1983). The database also included thermal conductivity of rocks measured in the laboratory of the Department of Geophysics of the Eötvös Loránd University (ERKI 1984). 19 out of 28 heat flow determinations in Hungary were carried, by Péter DÖVÉNYI and Ferenc HORVÁTH during the 1980's (for summary see DÖVÉNYI et al. 2002). The utilization of geothermal reservoirs deeper than 2500 m is regulated by concessional law in Hungary. 17 geothermal concessional areas have been defined, and reports about their geothermal conditions, including up-to-date temperature data from boreholes and wells, were compiled at the Hungarian Mining and Geological Survey (ZILÁHI-SEBESS & GYURICZA 2011–13).

The recently used Geothermal Database of Hungary has been developed by Péter DÖVÉNYI (DÖVÉNYI 1994). It contains temperature data measured deeper than 200 m, or data with temperature higher than 30 °C. The data are quality controlled depending on the type and circumstances of the measurement. The database also contains the lithology of the borehole, which enables thermal conductivity estimates. It was last updated in 2005 (REZESSY et al. 2005). Since that time several geothermal projects have been carried out though: e.g. TransEnergy (ROTÁR-SZALKAI et al. 2017), Drava-basin geothermal project (HORVÁTH et al. 2014, NÁDOR et al. 2019b), Paks-2 Nuclear Power Plant (2016), where either new temperature measurements were made or existing data from the project area were collected. Additionally, some dozens of deep hydrocarbon exploration boreholes were drilled, and a few of them are deeper than 6000 m. Large amount of temperature data became available, which allowed the update of the Geothermal Database of Hungary. The database presently contains 14 462 temperature data measured in 5023 boreholes and wells.

### Temperature data

Most temperature measurements are carried out in a borehole or well usually after stopping the drilling or the production. These temperatures are disturbed by the mud circulation or the fluid flow in the well, and they do not represent the true temperature of the rock. After stopping the operations in the borehole the temperature begins to recover to its undisturbed state. In case of repeated measurements, the bottom hole temperatures (BHT) can be corrected following the methods of HORNER (1951), DOWDLE & COBB (1975). If only one reading happened its value is corrected with the mean value of the corrections in the database. Temperature measurements during capacity tests, drill stem test temperatures (DST) or temperature of fluid, mainly water, flowing into the well may represent the true rock temperature, if the depth of measurement is in the screened section

of the well or slightly below the screening, and the production layer is a few tens of meters, the layer is horizontal and secondary effects e.g. expansion of gas are negligible. Such conditions often exist in wells in Hungary or it is possible to check if they prevail. There are many water temperature data measured at the wellhead. Such data were corrected using the empirical formula of GÁLFI & LIEBE (1977) in order to obtain the temperature at the screening. The corrected temperature is referred to the middle of the screened section, which is often tens of meters, or sometimes hundreds of meters reducing the quality of the data. The most reliable temperatures are the steady state ones. Those wells are regarded to be in steady state, where two years have passed since the termination of the last operation in the well. Unfortunately, the number of steady state wells and temperature data are very limited.

The Geothermal Database of Hungary contains the names of the wells and boreholes, coordinates, elevation above the sea level, depth of the temperature measurement, method of the measurement as types listed above, the observed value and the simplified lithology of the well. The correction of the observed values is made automatically using the methods mentioned above. The reliability of the temperature data varies according to the type of the data and the circumstances of the observation. The temperature data are ranked into 9 classes according to their reliability: first class is the best, ninth is the worst. Steady state temperatures are ranked to the first class, they are followed by the DST data, capacity measurements and inflowing fluid temperatures. Usually BHT values are ranked into higher class depending on the correction and the worst classes are the temperatures observed on the well head. As it is shown in *Figure 1* even corrected temperature data have large scatter and their weighted mean represents best the “true rock” temperature. In general, the standard deviation of temperature data is 10%.

*Figure 2* shows the locations of the boreholes and wells, where temperature observations were made. The aerial coverage of the country is quite good, except the Cserhát, Bükk and Tokaj Mountains, and the regions NW and SE of Paks, SE of Budapest and Bereg region. The best surveyed areas are the hydrocarbon fields. In 33% of the wells only one, in 13% of the wells more than five temperature data exist.

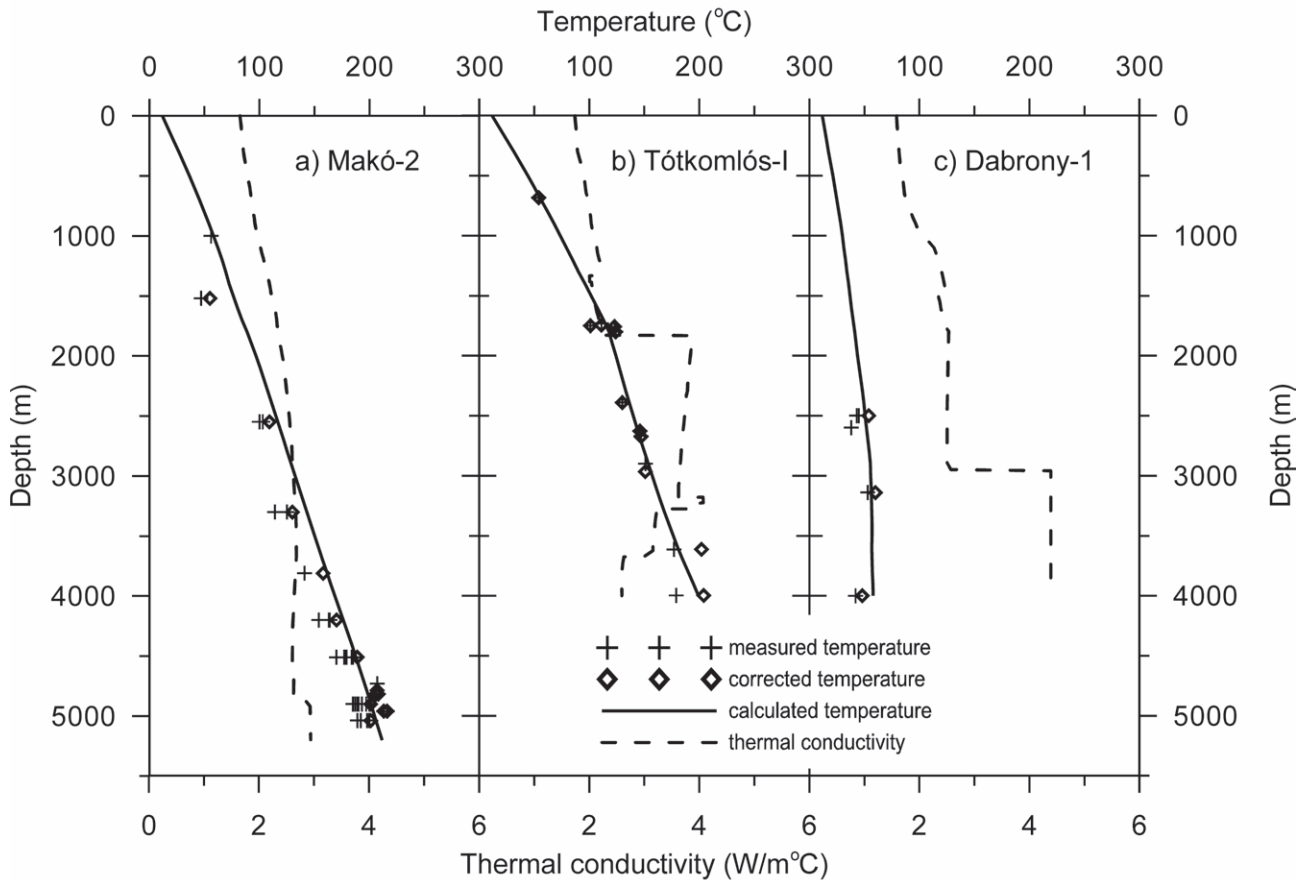
### Thermal conductivity of rocks

The thermal state of the lithosphere can be inferred from the heat flow density (shortly heat flow). It is calculated using the Fourier Law:

$$q = -\lambda \nabla T \quad (1)$$

where  $q$  is the heat flow,  $\lambda$  is the thermal conductivity of the rock and  $\nabla T$  is the temperature gradient. In practice we determine the vertical component of the heat flow, which is the dominant one, using the simplified version of the Fourier Law:

$$q_z = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (2)$$



**Figure 1.** Measured, corrected and extrapolated (calculated) temperatures, and estimated thermal conductivities in the (a) Makó-2, (b) Tótkomlós-I, (c) Dabrony-1 boreholes. Lithology of Makó-2 borehole: Neogene sediments 4860 m, Lower Triassic dolomite 5080 m. Lithology of Tótkomlós-I borehole: Quaternary sediments 390 m, Neogene sediments 1795 m, Middle Triassic dolomite 3165 m, Lower Triassic sandstone 3260 m, Permian quartz porfir 3637 m, Precambrian granite, migmatite 3992 m. Lithology of Dabrony-1 borehole: Neogene sediments 1764 m, Upper Cretaceous sediments (Senonian) 2897 m, Upper Triassic dolomite 4001 m

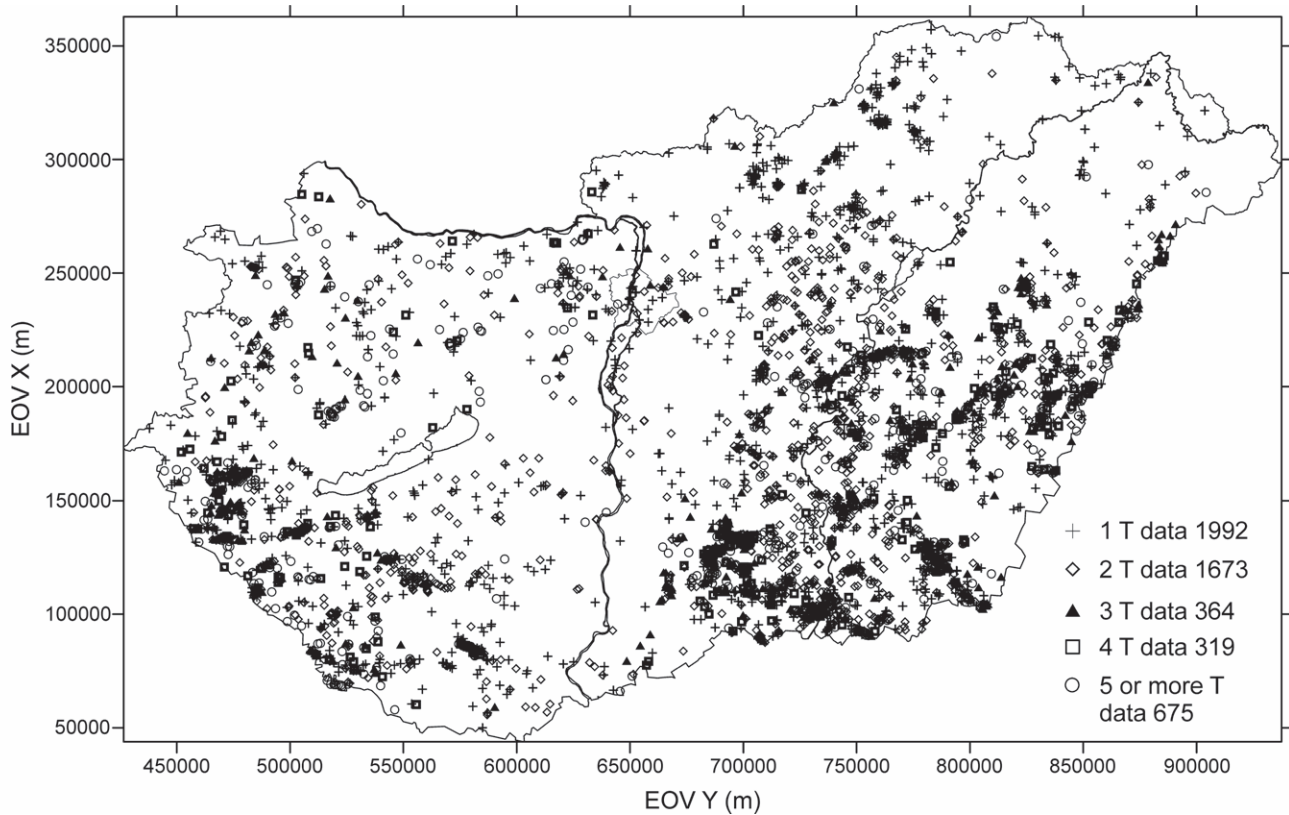
**1. ábra.** Mért, korrigált és számított hőmérséklet, valamint a becsült hővezetőképesség a (a) Makó-2, (b) Tótkomlós-I és (c) Dabrony-1 fúrásokban. A Makó-2 fúrás rétegsora: neogén üledékek 4860 m, alsó triász dolomit 5080 m. A Tótkomlós-I fúrás rétegsora: negyedidőszaki üledékek 390 m, neogén üledékek 1795 m, középső triász dolomit 3165 m, alsó triász homokkő 3260 m, permi kvarcporfír 3637 m, prekambriumi gránit és migmatit 3992 m. A Dabrony-1 fúrás rétegsora: neogén üledékek 1764 m, felső kréta üledékek (szenon) 2897 m, felső triász dolomit 4001 m. Kereszt: mért hőmérséklet, rombusz: korrigált hőmérséklet, folytonos vonal: számított hőmérséklet, szaggatott vonal: hővezetőképesség

where the vertical gradient (the geothermal gradient) is approximated with the vertical temperature difference ratio ( $\Delta T/\Delta z$ ).

In order to determine the heat flow, thermal conductivity of core samples from 20 wells were measured in laboratory. The samples were coated by paraffin or packed in nylon bag to prevent them from drying out or were refilled by water in vacuum in the laboratory. More than 300 sediment samples and 50 samples of other rock types were measured (ERKI 1984) and conductivity-depth functions were established for shales and sandstones (Figure 3, after DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988). The Geothermal Database of Hungary contains the lithological description of the boreholes and wells. Based on the shale to sand ratio deduced from the lithological description the thermal conductivity of sediments in a given borehole is estimated using the conductivity-depth trends of Figure 3. In cases where the ratio is not known the shale to sand ratio is assumed to be 0.5. The thermal conductivity of other rocks in the

database is taken from the literature (KAPPELMEYER & HAENEL 1974).

In general, the thermal conductivity of clastic sediments is lower than the conductivity of the basement composed of carbonates or crystalline rocks. When heat is transported by conduction the heat flow is constant on the depth scale of the boreholes. Assuming conduction and constant heat flow it follows from Eqs. 1 and 2 that the geothermal gradient in the clastic sediments is higher than in the basement as evidenced in the Tótkomlós-I well (Figure 1b). The sediments, which have low thermal conductivity, act as a heat insulating layer; mechanism called thermal blanketing. In deep basins the effect is smaller, because the thermal conductivity of sediments increases with depth due to compaction and diagenesis (Figures 1 and 3), and the contrast with the thermal conductivity of crystalline rocks decreases. The increase of thermal conductivity with depth is the main reason of the decrease of the geothermal gradient with depth in Hungary.

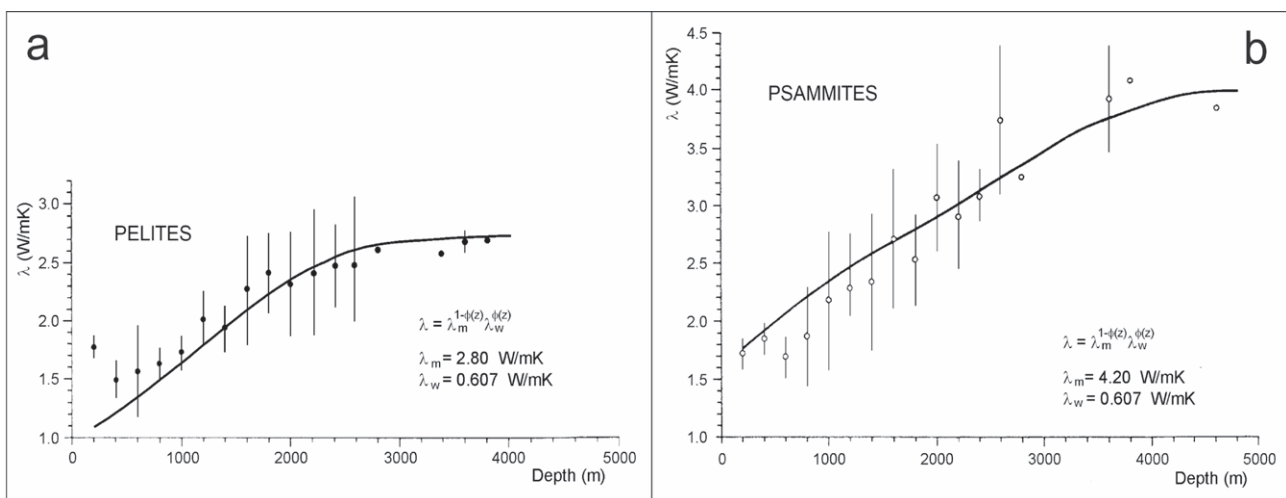


**Figure 2.** Location of boreholes and wells, where temperature observations were made. In the lower right corner the number of temperature data in the boreholes and wells is given

**2. ábra.** Fúrások és kutak, melyekben hőmérsékletmérést végeztek. A jobb alsó sarokban azon fúrások, illetve kutak száma látszik, melyekben 1, 2, 3, 4, 5 vagy több hőmérsékletet mértek

A thermal conductivity–depth relationship for the Tertiary sediments in Hungary is based on an average porosity–depth relationship determined from well logs (ZILÁHI-SEBESS & GYURICZA 2011–13). A present research is going on to determine the thermal conductivity of sediments using well logs. The volume of sand, clay and water is calculated from the logs then the thermal conductivity is calculated as

geothermal gradient in the concessional areas (ZILÁHI-SEBESS & GYURICZA 2011–13). A present research is going on to determine the thermal conductivity of sediments using well logs. The volume of sand, clay and water is calculated from the logs then the thermal conductivity is calculated as



**Figure 3.** Thermal conductivity–depth functions of Neogene and Quaternary pelites (a) and psammities (b) based on laboratory measurements (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988)

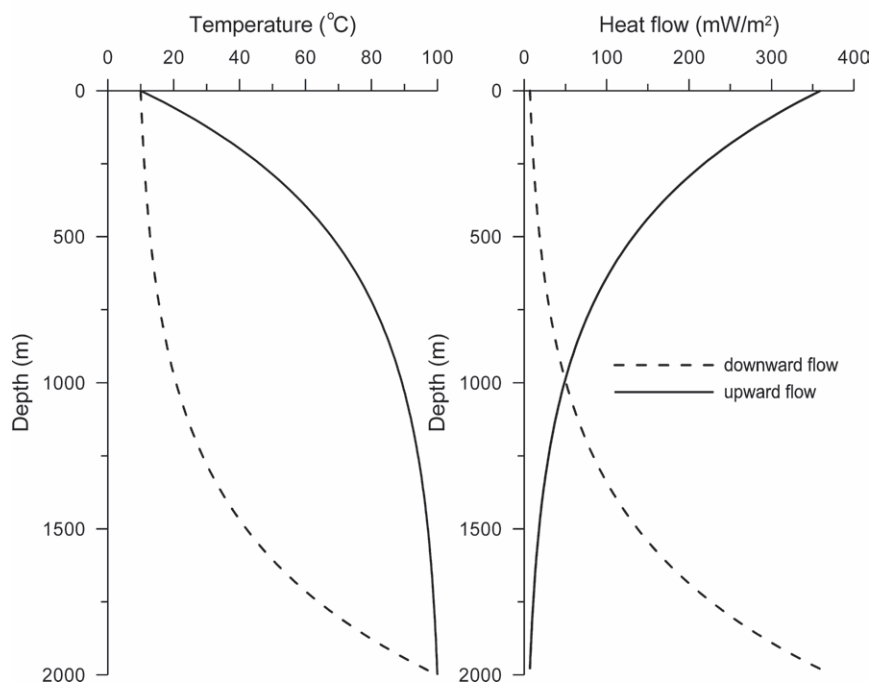
**3. ábra.** A neogén és negyedidőszaki (a) pélitek és (b) pszammitok hővezetőképessége–a mélység függvényében laboratóriumi mérések alapján (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988)

the weighted harmonic mean of the components. The method is calibrated with the available thermal conductivities measured in laboratory (ERKI 1984). It allows a more accurate and consistent determination of the thermal conductivity of sediments compared to the presently used methods. At this moment we processed well logs from seven boreholes. As 70% of the country is covered by sediments, and most of the temperature observations were made in sediments the new method can be applied in most of the boreholes and wells in the future.

### Heat flow and subsurface temperature in Hungary and their interpretation

Heat flow was calculated applying the Bullard-plot technique (BULLARD 1939). During the calculation the reliability of the temperature data was taken into account by giving higher weight to the more reliable data, and the mean heat flow characteristic for the borehole was calculated (see Appendix). According to formula A1 (Appendix), we could calculate the heat flow ( $q_i$ ) as the function of depth in those boreholes where temperatures were observed in several depths. From this viewpoint those boreholes are relevant, where four or more temperature data are available (see Figure 1). Outside the recharge and discharge areas of karstic reservoirs and with the exception of a few boreholes

(e.g. Szombathely–II, or wells at Tiszakécske) the heat flow does not vary significantly with depth. This is mainly true in the sedimentary areas. However, care should be taken in the covered karstic areas, because in the sedimentary cover conduction dominates, but in the reservoir convection might occur. Thus, heat flow is constant in the cover, but it might change in the reservoir. In Figure 4 the temperature and heat flow is shown in a reservoir, where upward or downward groundwater flow is taking place (after BREDEHOEFT & PAPADOPULOS 1965). Upward groundwater flow transports heat upward resulting in high near surface temperature, and thus high geothermal gradient and heat flow, but both quantities decay with depth. In case of downward groundwater flow the opposite happens. The same processes should occur in the covered reservoirs too, but unfortunately, the heat flow variation very often is not detected by temperature observations, because most of the boreholes penetrated the karstic (Triassic) basement only a few meters, and then the drilling stopped. For example, Dabrony–1 well is located in the Little Hungarian Plain, at the northwestern feet of the Transdanubian Range, where Triassic carbonates are found in 3 km depth beneath the Neogene and Cretaceous sediments. Karstic water of meteoric origin, recharged at the outcrop of the Triassic carbonates in the Transdanubian Range, seeps towards the northwest and cools the basement and the overlying sedimentary sequence. The resulting gradient ( $15.3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) and heat flow ( $32\text{ mW}/\text{m}^2$ ) are very low



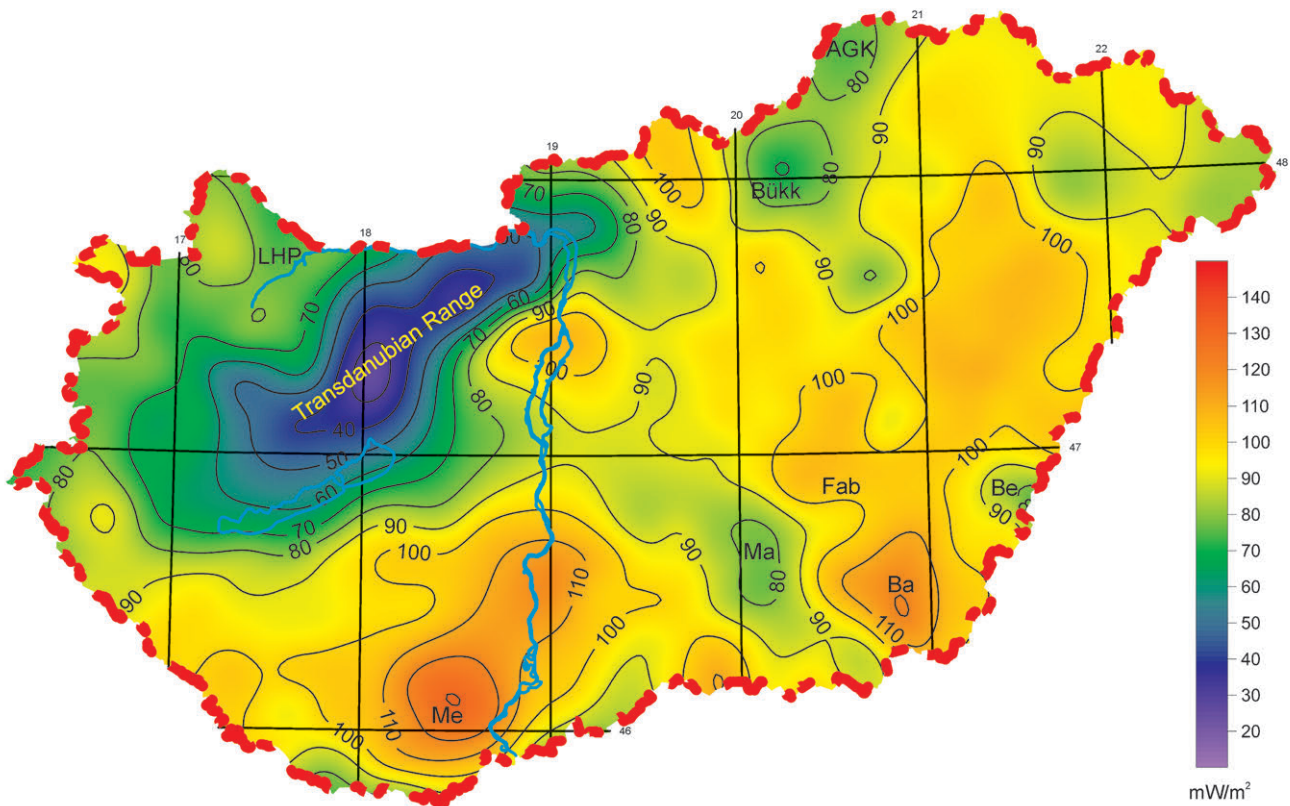
**Figure 4.** Temperature and heat flow profiles in a groundwater reservoir, where vertical water flow takes place (BREDEHOEFT & PAPADOPULOS 1965). The Peclet-number is 4 (Peclet-number gives the ratio of the convective and conductive heat flows). Thermal conductivity is  $2\text{ W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$ , thus the conductive heat flow is  $90\text{ mW}/\text{m}^2$

**4. ábra.** Hőmérséklet és hőáramsűrűség a mélység függvényében egy felszín alatti vízrezervoárban, ahol függőleges irányú vízáramlás zajlik (BREDEHOEFT & PAPADOPULOS 1965). A Peclet-szám 4. (A Peclet-szám a konvektív és konduktív hőáramsűrűség aránya.) A hővezetőképesség  $2\text{ W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$ . Ezzel az értékkel számolva a konduktív hőáramsűrűség  $90\text{ mW}/\text{m}^2$ . Folytonos vonal: feláramlás, szaggatott vonal: leáramlás

(Figure 1c). The opposite happens at the Városliget–I well, where the karstic water flows upwards and towards the warm springs at the Danube River. Both the geothermal gradient ( $64\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) and the heat flow ( $143\text{ mW}/\text{m}^2$ ) calculated in the well are higher than the average values in Hungary.

It is evident that very low or very high geothermal gradient and heat flow indicate groundwater flow, and in spite of the fact that the observed heat flow seems to be constant in the borehole it must vary with depth. In such cases the temperature field and heat flow can be calculated by numerical modelling, which takes into account the groundwater flow and based on geological, hydrogeological and geophysical observations and data.

The heat flow map shown in Figure 5 is based on data from 2001 boreholes and wells deeper than 1 km. The heat flow was calculated using formulas A1 and A2 (Appendix). Paleoclimatic correction was not applied. The accuracy of the heat flow determination in the bore-



**Figure 5.** Heat flow in Hungary. The contour interval is  $10 \text{ mW/m}^2$

LHP: Little Hungarian Plain, Me: Mecsek Mts., Ma: Makó Trough, Be: Békés depression, Ba: Battonya basement high, AGK: Aggtelek-Gömör Karst

5. ábra: Hőáramsűrűség Magyarországon. Az izovonalak osztásköze  $10 \text{ mW/m}^2$

LHP: Kisalföld, Me: Mecsek, Ma: Makói-árok, Be: Békési-süllyedék, Ba: Battonya-Pusztafővári-hátság, AGK: Aggtelek-Gömöri-karszt

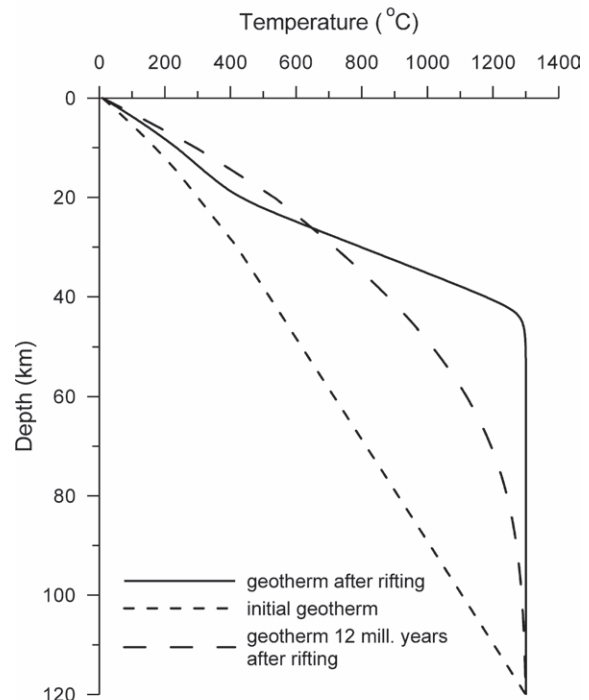
holes and wells is estimated to be  $\pm 15\%$  due to errors in temperature observations and thermal conductivity assessment. The isoline contouring of Figure 5 was made by kriging.

The heat flow in Hungary varies between  $30 \text{ mW/m}^2$  and  $120 \text{ mW/m}^2$  with lowest values in the Transdanubian Range and highest values in the southern part of the country. The average value is  $90 \text{ mW/m}^2$ , which is higher than the mean continental heat flow of  $65 \text{ mW/m}^2$  (POLLACK et al. 1993, JAUPART et al. 2007). The high heat flow is due to Middle Miocene (17.5–12.5 Ma) lithospheric extension in the Pannonian Basin (ROYDEN et al. 1983, LENKEY 1999, HORVÁTH et al. 2015) resulting in thin lithosphere and elevated asthenosphere. If extension occurs by pure shear in less than 15 million years the temperature gradient, and consequently the heat flow, increases in the lithosphere (Figure 6) (MCKENZIE 1978, JARVIS & MCKENZIE 1980). Already the first study has showed that the high post-rift subsidence rate and high present-day heat flow can be explained only if the mantle part of the lithosphere thinned considerably more

→ **Figure 6.** Pre-rift conductive geotherm, geotherm at the end of the termination rifting and a post-rift geotherm 12 million years after the termination of rifting. The post-rift geotherm is calculated assuming conductive cooling of the geotherm applying the MCKENZIE (1978) lithospheric extension model

→ **6. ábra.** Pre-rift konduktív hőmérséklet-mélység profil (sűrűn szaggatott vonal), hőmérséklet közvetlenül a riftesedés után (folytonos vonal), poszt-rift hőmérséklet 12 millió évvel a riftesedés vége után (ritkán szaggatott vonal). A poszt-rift hőmérsékletet a MCKENZIE (1978) féle litoszféra-megnyúlási modell alapján számítottuk. Ebben a modellben a litoszféra a megnyúlást követő felfűtődés után konduktív módon hűl

than the crust (Figure 6, ROYDEN et al. 1983). Later studies confirmed this conclusion either by analyzing the heat flow (LENKEY 1999) or by numerical modelling of the lithospheric extension (BALÁZS et al. 2021). Following extension the



lithosphere begins to cool, which lasts for 100 million years, and finally, the temperature in the lithosphere approaches its pre-rift state (MCKENZIE 1978). In the Pannonian Basin 12 million years have passed since the termination of rifting, consequently it is still hot, and it is in the cooling phase (Figure 6).

The heat flow is not uniformly high in Hungary, but it depends on the amount of thinning of the lithosphere and other geological and geophysical processes. The strongest effect on the temperature distribution in the crust is implied by groundwater flow. The low heat flow values are due to meteoric origin groundwater flow in fractured and karstified carbonate rocks in the Transdanubian Range, Bükk Mts. and Aggtelek–Gömör Karst area. The areas cooled by the downward groundwater flow are larger than the areas heated by the upward flow. The downward groundwater flow cools the recharge area at least until 2 km depth (see also Figures 7, 8, 9), but quasi horizontal flow of the cold water cools also the covered part of the karstic aquifer even at 3 km depth (Figures 1c and 10). The upward groundwater flow mainly heats the upper 500 m – 1 km of the subsurface. Since the heat flow map was constructed from temperatures observed below 1 km, the high heat flow of the upward groundwater flow is visible only at south of Budapest and suspected at south of the Bükk Mts. On the other hand, the discharge areas characterized by elevated temperature are clearly present on the temperature shown at 500 m depth (Figure 7).

Groundwater flow also occurs in the sediments, but its vertical flux is considerably less than in the carbonates, because of the lower vertical permeability, and thus the associated heat flow anomalies are in the error range of the heat flow estimates except a few places (e.g. Tiszakécske).

Areas with the highest heat flow in the southern part of Hungary are located in the Mecsek Mts. and over the Battonya basement high (covered with 800–1000 m thick sediments), because heat flow is refracted towards the basement highs comprising of good conductivity crystalline and metamorphic rocks. On the contrary, the basin areas filled with thick sedimentary sequences are characterized by lower heat flow density of 80 mW/m<sup>2</sup> e.g. in the Little Hungarian Plain, Makó Trough and Békés depression. It is partly due to heat refraction, and partly because the sediments have not reached thermal equilibrium yet due to high sedimentation rate during the Neogene and Quaternary (LENKEY 1999).

From the viewpoint of geothermal energy utilization temperature is one of the key parameters. We constructed temperature maps at 500 m, 1 km, 2 km and 3 km depths (Figures 7, 8, 9 and 10, respectively). 90% of the produced thermal water in Hungary comes from shallower depth than 2 km (SZANYI & KOVÁCS 2010), but there are proven, not exploited reservoirs in the basement, too (STEGENA et al. 1994). That is why the temperature at 3 km depth is presented. Assuming constant heat flow density in a borehole we calculated the temperature as the function of depth using

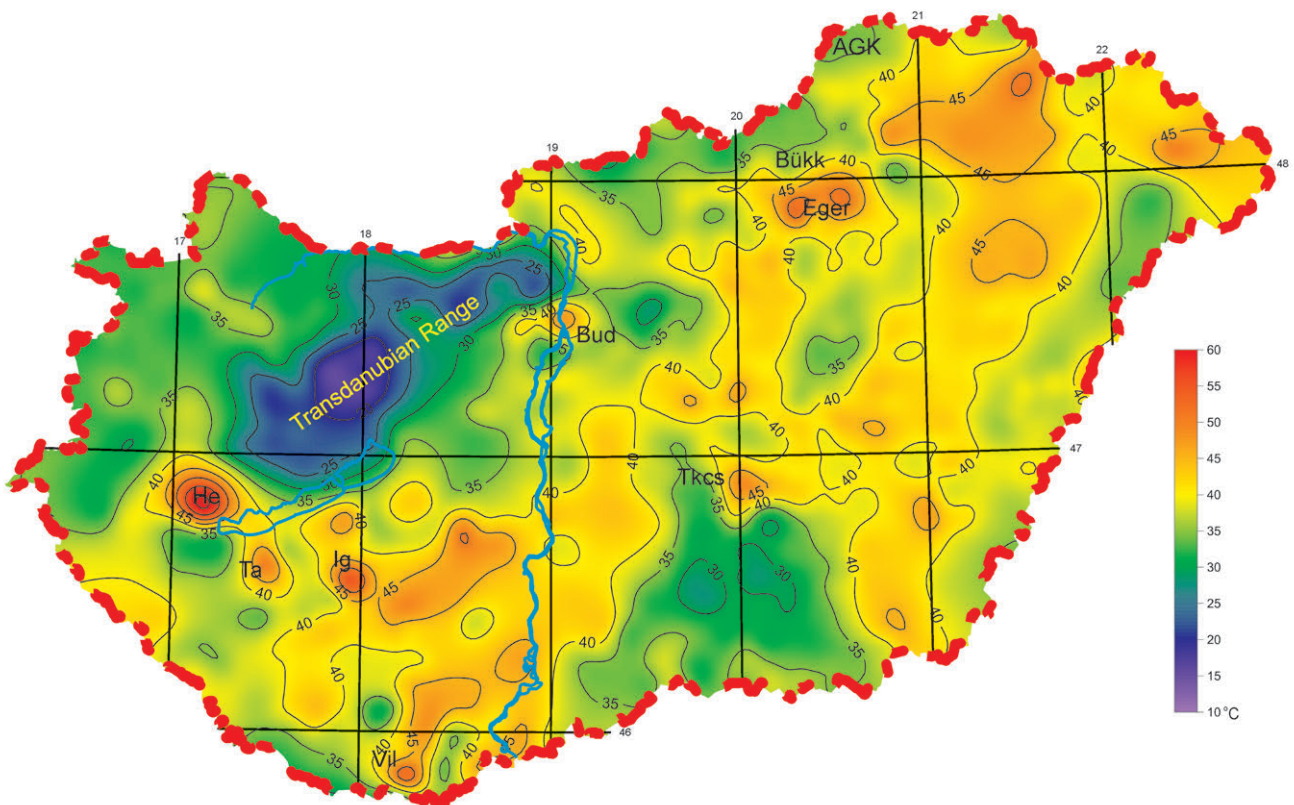


Figure 7. Temperature at 500 m depth below surface. The contour interval is 5 °C

He: Hévíz, Ta: Táska, Ig: Igal, Vil: Villányi Mts., Bud: Budapest, Tkcs: Tiszakécske, AGK: Aggtelek–Gömör Karst

7. ábra. Hőmérséklet 500 m mélységben. Az izovonalak osztásköze 5 °C

He: Hévíz, Ta: Táska, Ig: Igal, Vil: Villányi-hegység, Bud: Budapest, Tkcs: Tiszakécske, AGK: Aggtelek–Gömör-karszt

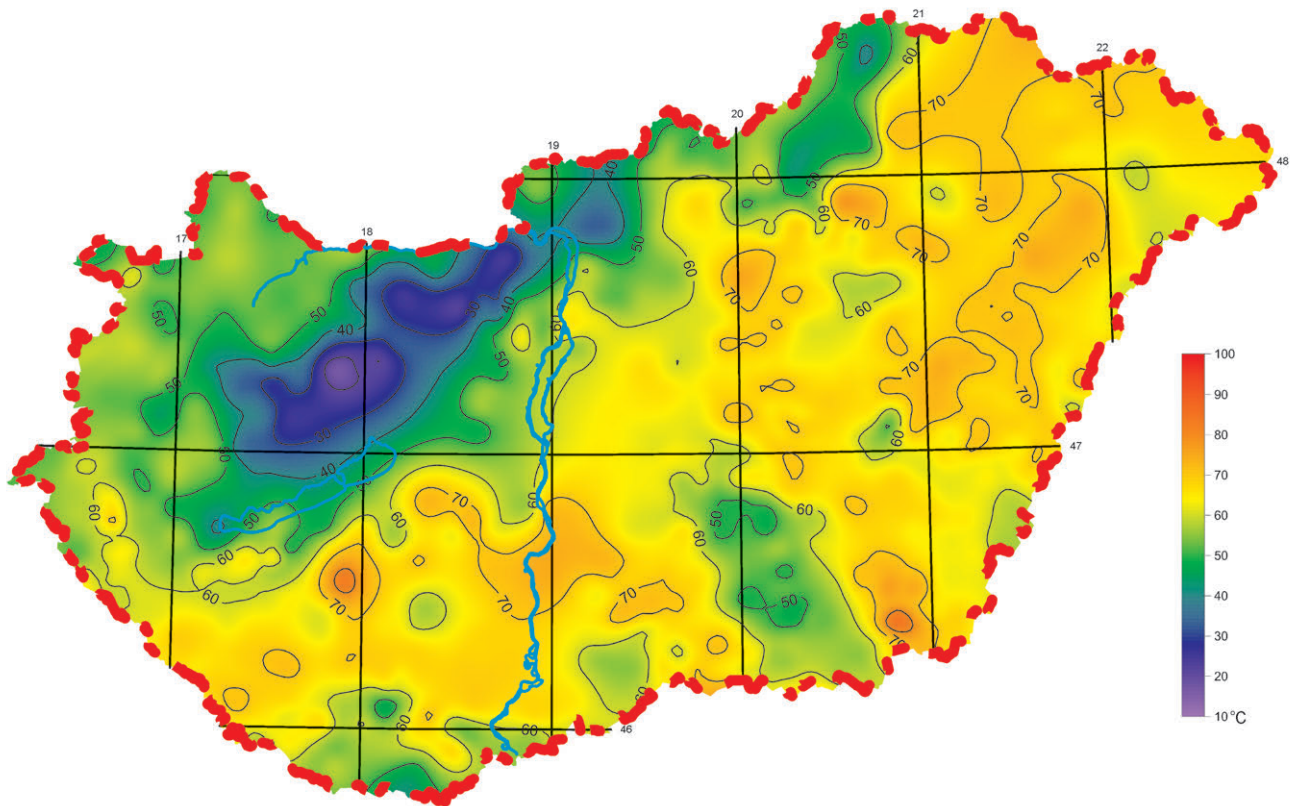


Figure 8. Temperature at 1 km depth below surface. The contour interval is 10 °C  
 8. ábra. Hőmérséklet 1 km mélységben. Az izovonalak osztásköze 10 °C

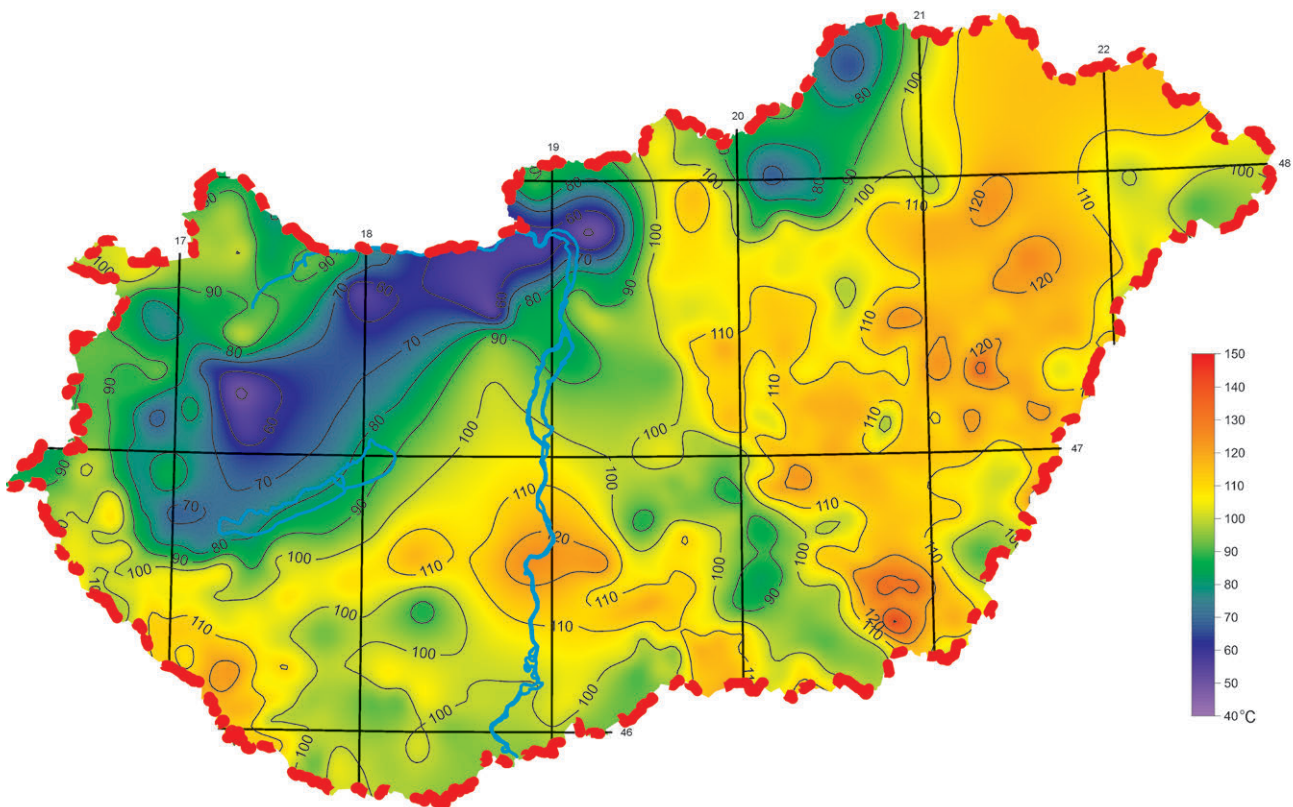
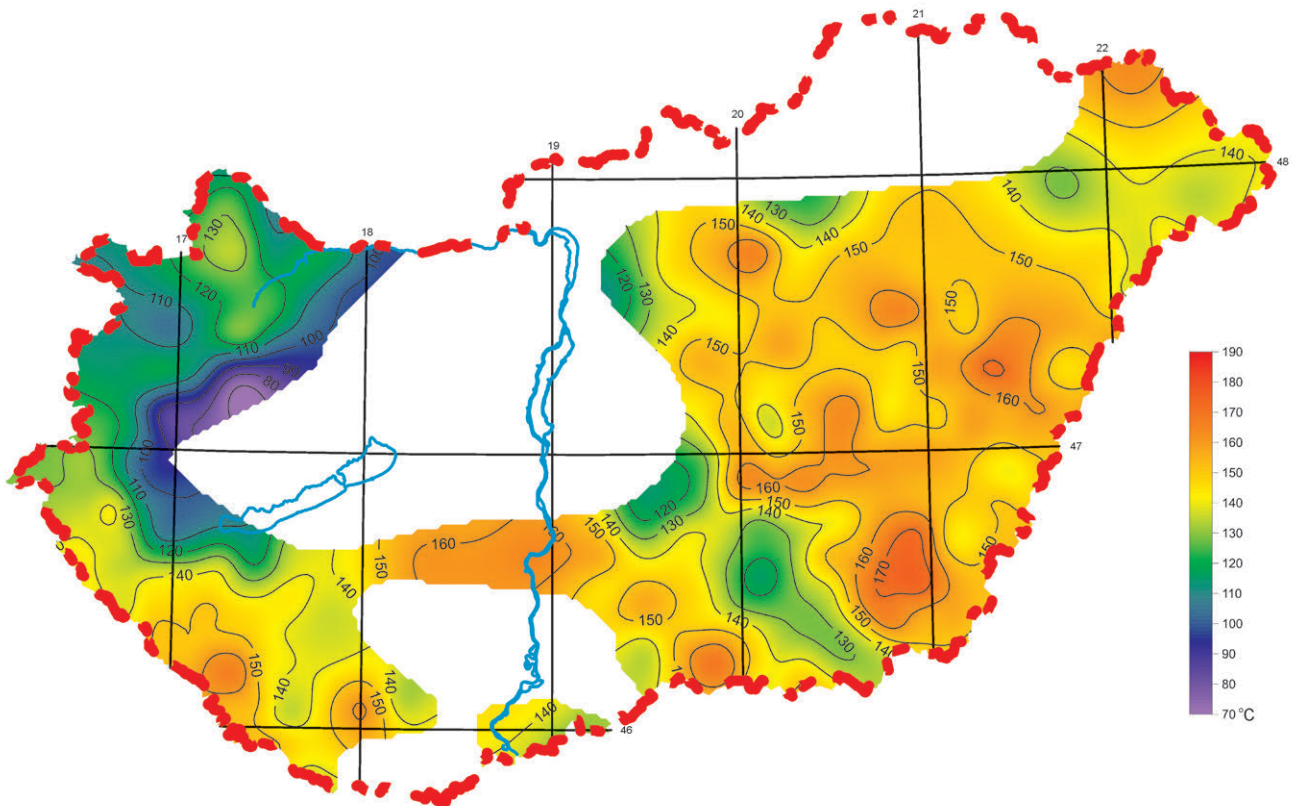


Figure 9. Temperature at 2 km depth below surface. The contour interval is 10 °C  
 9. ábra. Hőmérséklet 2 km mélységben. Az izovonalak osztásköze 10 °C





**Figure 10.** Temperature at 3 km depth below surface. The contour interval is 10 °C. In the blanked areas boreholes deeper than 1.7 km do not exist  
**10. ábra.** Hőmérséklet 3 km mélységben. Az izovonalak osztásköze 10 °C. A fehéren hagyott területeken nincsen 1,7 km-nél mélyebb fúrás vagy kút, melyben hőmérsékletet mértek volna. Nem akartuk az ennél sekélyebb mélységben mért hőmérsékletet 3 km mélységbe extrapolálni, ezért hagytuk fehéren ezeket a területeket

formula A3 (Appendix). For examples of the calculated temperature curves see *Figure 1*. As we discussed earlier the heat flow may vary with depth due to groundwater flow. In order not to use shallow and disturbed heat flow values, thus not to extrapolate downward the nearsurface temperature anomalies we made a selection in the boreholes and wells based on their bottom depth. Calculating the temperature at a given horizon ( $z_h$ ) we applied formula A3 only in those boreholes and wells which bottom depth fell between 50% and 200% of  $z_h$ . Basically, we calculated the mean heat flow characterizing the above depth range, and it was used in the temperature extrapolation. We note that if the bottom of the borehole fell into the given depth range, then we used every temperature observations in the borehole in calculating the mean heat flow (A1, Appendix), even those ones which were in shallower depth than the depth range. The number of boreholes and wells used in the temperature extrapolation is given in *Table I*. There are no temperature observations deeper than 1700 m in the northern and southern part of the country, thus these areas are left blank in *Figure 10*.

The mean temperature at 500 m depth is about 40 °C (*Figure 7*). Temperatures significantly different from this value indicate groundwater flow: the Transdanubian Range is characterized by low temperature less than 25 °C due to downward groundwater flow, and there are several small areas (Hévíz, Táska, Igal, Villány, Budapest, Eger, Tiszakécske), where the temperature is higher than 50 °C. In these areas upward groundwater flow takes place. In some places

the water discharges to the surface in warm springs (e.g. Hévíz, Budapest, Eger), in other places the warm water heats up the overlying sediments (e.g. Táska, Igal). Most of these warm thermal anomalies dissipate with depth, which is a clear evidence that they are caused by upward groundwater flow, and at 2 km depth most of them disappear except the Táska and Igal anomalies. They belong to elongated lines of thermal anomalies running in ENE–WSW direction (*Figures 8 and 9*) and are associated with the elevated carbonate basement, in which probably thermal convection occur. At 1 km and 2 km depths the pattern of the temperature distribution is similar: the lowest temperatures are observed around the carbonate outcrops and they are attributed to downward and horizontal flow of groundwater. E.g. the meteoric water, which recharged in the Bakony Mountains, flows towards northwest in the carbonate reservoir (see also

**Table I.** Number of boreholes and wells (N) in a given depth range used in calculating the temperature at the appropriate horizon

**I. táblázat.** Az adott mélységbe történt interpolálásnál figyelembe vett mélységintervallum és azon fúrások és kutak száma, amelyekben ebben az intervallumban végeztek hőmérsékletmérést

Horizon (km)	Depth range (km)	N
0.5	0.3–1	1926
1	0.5–2	1488
2	1–4	1877
3	below 1.7	1387

Figure 1c) and after reaching the Rába fault one branch turns to northeast and the other to southwest (Figures 8 and 9). The southwest branch is forced to make another turn to southeast probably by a NW–SE directed fault and finally, it feeds the Hévíz Lake.

The highest temperatures are observed above structural basement highs and they can be attributed to thermal convection in the carbonate basement and/or to heat refraction where the basement is crystalline or metamorphic. At 2 km depth there are several areas in the central and eastern part of the country, where the temperature is above 120 °C. Unfortunately, in these areas permeable rocks are not present at this depth, because the 120 °C isotherm is located in the crystalline, metamorphic basement, or in impermeable marls. Permeable sediments are found until 2 km depth in the Little Hungarian Plain and the Makó Trough, where the temperature is between 90 °C and 100 °C, or slightly above 100 °C. This is the highest temperature thermal water, which can be produced from the Neogene sandstones. Higher temperature water can be found only in larger depth in the fractured and karstic carbonates located in the basement of the sediments (STEGENA et al. 1994). The temperature at 3 km depth (Figure 10) is known in the basin areas: Great Hungarian Plain, Little Hungarian Plain and the Zala Basin – Dráva Trough. In other places deep boreholes were not drilled. In these places we should extrapolate the temperature from shallow depth. As the condition of constant heat flow may not be fulfilled leading to erroneous temperatures, and additionally, the error becomes larger with increasing depth, it is the best to leave these areas blank. Even in those places where deep temperature data exist, the temperature varies highly, which is probably an artefact of the extrapolation. We can state that the temperature is lower in the Little Hungarian Plain and the Makó Trough (110–130 °C) and highest in the Algyő and Battonya highs (150–180 °C), and in other places it varies between 130 °C and 160 °C. The Algyő and Battonya highs are favorable places to create artificial reservoirs by hydraulic fracturing, (Enhanced Geothermal System, EGS), because the temperature is high enough in relatively shallow depth of 3–4 km, thus the drilling costs can be lowered.

## Discussion

The heat flow map presented in Figure 5 is similar to the former one (DÖVÉNYI et al. 2002) except that in the new version the heat flow is 10 mW/m<sup>2</sup> lower in the NE part of the Great Hungarian Plain and 10 mW/m<sup>2</sup> higher in the southern part of the country: in the Mecsek Mountains (120 mW/m<sup>2</sup>), in the Makó Trough and above the Battonya high (110 mW/m<sup>2</sup>). The former map was based on 120 data, the new one is based on 2001 data, which may explain the difference between the values.

In this paper we presented the temperature data in the simplest form as temperature maps at given depths, and we interpreted them in terms of groundwater flow and heat

transport. Till 2 km depth there are enough data and the extrapolation of temperature does not influence the results much. In larger depth there are less data, and due to the extrapolation of shallow temperatures to larger depth the reliability of deep temperatures decreases.

One way to avoid this problem is numerical modelling of the temperature by solving the heat transport equation in 3D, and fitting the calculated temperatures to the observed ones by changing the thermal and/or hydraulic parameters of the model. The best is to solve the non-steady state equation, which includes both conductive and convective heat transport and heat production. However, before solving the heat transport equation we must solve the equations, which govern the groundwater flow, and the obtained groundwater fluxes will determine the convective term in the heat transport equation. This coupled groundwater flow and heat transport modelling requires the knowledge of the hydraulic conductivity, the thermal conductivity and the heat production of rocks in 3D. Regional scale groundwater flow model exist for the porous sediments in the Great Hungarian Plain (VISZKOK 2001) and for the karstic water flow in the carbonates in the Transdanubian Range (CSEPREGI & LORBERER 1989), but in these models heat transport was not taken into account. On the other hand, lithospheric scale 3D conductive heat transport models exist for Hungary (BÉKÉSI et al. 2017) and for the western part of the Pannonian basin (LENKEY et al. 2017). In the first model the thermal conductivity and heat production of rocks was varied according to EMERICK & REYNOLDS (2013) in order to fit the calculated temperatures to the observed ones. In the second model the non-steady temperature field of the lithosphere was modeled assuming Middle Miocene lithospheric extension. Naturally, these conductive models are not able to predict the temperature in those areas, where groundwater flow happens. As groundwater flow happens mainly in the upper few kilometers of the crust, it is not worth modeling the whole lithosphere in groundwater flow models. The importance of lithospheric scale conductive models is that the calculated temperature or heat flow can be applied as a lower boundary condition in the regional or local scale groundwater and coupled heat transport models. Such local models can be used for geothermal research and exploration to predict the temperature at great depth more reliably than simple extrapolation. A regional scale groundwater and coupled heat transport model for some parts of the country or the whole Pannonian Basin, which explains the observed hydraulic heads and temperatures is a future task.

## Conclusions

The temperature distribution in the upper 2–3 kms of the crust in Hungary is well known based on the abundant temperature data. The groundwater flow, especially karstic water flow, has a very strong signal in the temperature field and the heat flow, and based on the thermal anomalies the flow system can be tracked.

There are a few hundred thermal conductivity data based on laboratory measurements on core samples. Presently efforts are made to determine the thermal conductivity from well-logs. It will considerably increase the number of thermal conductivity data, which will increase the reliability of heat flow determinations and thermal models.

Using the thermal conductivities regional and local 3D groundwater flow and coupled heat transport models can be constructed and temperature data from database can be used to verify these models. Such way 3D thermal modeling allows the prediction of temperature in great depth, which may reduce the risk of exploration of high temperature reservoirs.

## Acknowledgement

This paper is dedicated to the memory of Péter DÖVÉNYI and Ferenc HORVÁTH, who initiated the systematic thermal conductivity measurements in Hungary, collected the available temperature data and constructed the Geothermal Database of Hungary, which is still in use. We thank Ladislaus RYBACH's, János SZANYI's (Guest Editor) and an anonymous reviewer's comments and questions, which considerably contributed to the improvement of the manuscript. This work was supported by the National Research, Development and Innovation Office in the framework of project No. K 129279.

## References – Irodalom

- ALFÖLDI L. 1979: Budapesti hévizek. *VITUKI*, Budapest, 102 p.
- BALÁZS, A., MATENCO, L., GRANJEON, D. K., FRANCOIS, T. & SZTANÓ, O. 2021: Towards stratigraphic-thermo-mechanical numerical modelling: Integrated analysis of asymmetric extensional basins. – *Global and Planetary Change* <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103386>
- BÁLINT, A. & SZANYI, J. 2015: A half century of reservoir property changes in the Szentes geothermal field. – *Central European Geology* **58/1–2**, 28–49. <https://doi.org/10.1556/24.58.2015.1-2.2>
- BÉKÉSI, E., LENKEY, L., LIMBERGER, J., PORKOLÁB, K., BALÁZS, A., BONTÉ, D., VRIJLANDT, M., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., VAN WEES, J.-D. 2017: Subsurface temperature model of the Hungarian part of the Pannonian Basin. – *Global and Planetary Change* **171**, 48–64. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.020>
- BÉLTEKY, L., ALFÖLDI, L., KORIM, K., MARCELL, F., PAPP, SZ., RÉMI, R., SIMON, F. & URBANCSEK, J. (szerk.) 1965: *Magyarország hévíz-kútjai I.* (Thermal wells of Hungary.). – *VITUKI*, Budapest, 420 p.
- BOLDIZSÁR, T. 1956: Measurement of terrestrial heat flow in the coal mining district of Komló. *Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae* **15**, 219–227.
- BOLDIZSÁR, T. 1967: Terrestrial heat and geothermal resources in Hungary. – *Bulletin Volcanologique* **30**, 221–227. <https://doi.org/10.1007/bf02597670>
- BREDEHOEFT, J. D. & PAPADOPULOS, I. S. 1965: Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. – *Water Resource Research* **1/2**, 325–328. <https://doi.org/10.1029/wr001i002p00325>
- BULLARD, E. C. 1939: Heat flow in South Africa. – *Proceedings Royal Society of London, Ser. A.* **173**, 474–502. <https://doi.org/10.1098/rspa.1939.0159>
- CLOETINGH, S., VAN WEES, J. D., ZIEGLER, P. A., LENKEY, L., BEEKMAN, F., TESAURO, M., FÖRSTER, A., NORDEN, B., KABAN, M., HARDEBOL, N., BONTÉ, D., GENTER, A., GUILLOU-FROTTIER, L., TER VOORDE, M., SOKOUTIS, D., WILLINGSHOFER, E., CORNU, T. & WÓRUM, G. 2010: Lithosphere tectonics and thermo-mechanical properties: an integrated modelling approach for Enhanced Geothermal Systems exploration in Europe. – *Earth-Science Reviews* **102**, 159–206. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.05.003>
- CSEPREGI, A. & LORBERER, Á. 1989: Computer simulation of karstwater-level changes in the Transdanubian Mountain Ranges. – *Xth International Speleological Congress, 1989, MTESZ-MKBT, Budapest*, vol. II, 446–469.
- DOWDLE, W. L. & COBB, W. M. 1975: Static formation temperature from well logs - an empirical method. – *Journal of Petroleum Technology* **27**, 1326–1330. <https://doi.org/10.2118/5036-pa>
- DÖVÉNYI P. 1994: A Pannon-medence litoszférájának geofizikai vizsgálat. – *Kandidátusi értekezés*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, (Geophysical investigations of the lithosphere of the Pannonian basin PhD Thesis), Budapest, 127 p.
- DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data from the Pannonian Basin. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution*. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45**, 195–233.
- DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F., LIEBE, P., GÁLFI, J. & ERKI, I. 1983: Geothermal conditions of Hungary. – *Geophysical Transactions* **29/1**, 3–114.
- DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & DRAHOS, D. 2002: Hungary. – In: HURTER, S. & HAENEL, R. (eds.): *Atlas of Geothermal Resources in Europe*. – Publication No. **17811** of the European Commission, Office for Official Publications of the European Communities. L-2985, Luxembourg, 36–38.
- EMERICK, A. A., & REYNOLDS, A. C. 2013: Ensemble smoother with multiple data assimilation. – *Computer Geosciences* **55**, 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.03.011>
- ERKI, I. 1984: Vizsgálatok a kőzetek hővezetőképességének köréből. – *Doktori dolgozat*, ELTE, Budapest, 192 p. (Study of the thermal conductivity of rocks. – PhD Thesis.)
- GÁLFI J. & LIEBE P. 1977: Magyarország geotermikus hőmérséklettérképei a vízfeltáró fúrások alapján. – *Kutatási Jelentés*, VITUKI adattár, Budapest.

- HORNER, D. R. 1951: Pressure build-up in wells. – *Proceedings Third World Petroleum Congress*, The Hague.
- HORVÁTH, F., PAP, N., REMÉNYI, P., TÓTH, T. (eds) 2014: Geothermal Resource Assessment of the Drava Basin. – *ID Research Kft.*, 1–221.
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. – *Geothermics* **53**, 328–353. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- JARVIS, G. T. & MCKENZIE, D. P. 1980: Sedimentary basin formation with finite extension rates. – *Earth and Planetary Science Letter* **48**, 42–52. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(80\)90168-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(80)90168-5)
- JAUPART, C., LABROSSE, S. & MARESCHAL, J.-C. 2007: Temperatures, heat and energy in the mantle of the Earth. – In: BERCOVICI, D. (ed.): *Treatise on Geophysics, Mantle Convection* **7**, Elsevier, 253–303. <https://doi.org/10.1016/b978-044452748-6/00114-0>
- KAPPELMEYER, O. & HAENEL, R. 1974: Geothermics with special reference to application. – *Geoexploration Monographs* **1/4**, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 238 p.
- KELVIN, W. T. 1863: On the secular cooling of the earth. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **23**, 157–170.
- KORIM K. 1972: Nagymélységű porózus víztároló képződmények jellemzői és működésmódja (Features of deep porous aquifers). – *Vízügyi Közlemények* **54/4**, 369–392 (in Hungarian).
- LENKEY, L. 1999: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. – *PhD thesis*, Vrije Universiteit, Amsterdam, 215 p.
- LENKEY, L., RAÁB, D., GOETZL, G., LAPANJE, A., NÁDOR, A., RAJVER, D., ROTÁR-SZALKAI, Á., SVASTA, J. & ZEKIRI, F. 2017: Lithospheric scale 3D thermal model of the Alpine-Pannonian transition zone. – *Acta Geodaetica Geophysica* **50/1**, 1–22. <https://doi.org/10.1007/s40328-017-0194-8>
- MAGYAR, I., RADIVOJEVIC, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSZI, K. & PÓCSIK, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. – *Global Planetary Change* **103**, 168–173. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007>
- MÁDL-SZÓNYI, J. & TÓTH, Á. 2015: Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. – *Hydrogeology Journal* **23**, 1359–1380. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1274-x>
- MCKENZIE, D. 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins. – *Earth and Planetary Science Letter* **40**, 25–32. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90071-7)
- NÁDOR, A., KUJBUS, A. & TÓTH, A. N. 2019a: Geothermal energy use, country update for Hungary. – *European Geothermal Congress*, 11–14 June 2019, The Hague, The Netherlands. Abstracts.
- NÁDOR, A., SEBESS-ZILAHÍ, L., ROTÁR-SZALKAI, Á., GULYÁS, Á. & MARKOVIC, T. 2019b: New methods of geothermal potential assessment in the Pannonian basin. – *Netherlands Journal of Geosciences* **98**, e10. <https://doi.org/10.1017/njg.2019.7>
- Paks-2 NPP. 2016: Site investigation of the Paks-2 Nuclear Power Plant, *Report*.
- POLLACK, H. N., HURTER, S. J. & JOHNSON, J. R. 1993: Heat loss from the Earth's interior: analysis of the global data set. – *Reviews of Geophysics* **31**, 267–280. <https://doi.org/10.1029/93rg01249>
- RANALLI, G. 1995: *Rheology of the Earth*. – Chapman and Hall, London, 413 p.
- REZESSY G., SZANYI J. & HÁMOR T. 2005: A geotermikus energiavagyon állami nyilvántartásának előkészítéséről. I. fázis. – *Jelentés, Magyar Geológiai Szolgálat*, Budapest, 85 p. (Report on the registration of geothermal resources in Hungary. First phase. Report, Hungarian Geological Survey, Budapest, 85 p.)
- ROTÁR-SZALKAI, Á., NÁDOR, A., SZÓCS, T., MAROS, GY., GOETZL, G. & ZEKIRI, F. 2017: Outline and joint characterization of trans-boundary geothermal reservoirs at the western part of the Pannonian basin. – *Geothermics* **70**, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.05.005>
- ROYDEN, L. H., HORVÁTH, F., NAGYMAROSY, A. & STEGENA, L. 1983: Evolution of the Pannonian basin system: 2. Subsidence and thermal history. – *Tectonics* **2**, 91–137. <https://doi.org/10.1029/tc002i001p00091>
- STAPFF, F. M. 1883: Some results of observations on underground temperature during the construction of the St. Gotthardtunnel. – *Proceedings of North England Institute of Mining and Mechanical Engineers* **32**, 14–34.
- STEGENA, L., HORVÁTH, F., LANDY, K., NAGY, Z. & RUMPLER, J. 1994: High-temperature geothermal reservoir possibilities in Hungary. – *Terra Nova* **6**, 282–288. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(95\)90155-8](https://doi.org/10.1016/0148-9062(95)90155-8)
- SZANYI, J. & KOVÁCS, B. 2010: Utilization of geothermal systems in South-East Hungary. – *Geothermics* **39**, 357–364. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.09.004>
- SZANYI J., NÁDOR A. & MADARÁSZ T. 2021: A geotermia helyzete Magyarországon az elmúlt 150 év tükrében. – *Földtani Közlemény* **151/1**, 79–102.
- TÓTH A. E. 2016: Magyarország geotermikus felmérése 2016. – *Magyar Energetikai és Közmű-szabályozási Hivatal*, Budapest. (Geothermal Cadaster of Hungary), 182 p.
- VISZKOK, J. 2001: Subsurface fluid flow simulation with finite element method in the east Pannonian Basin. – *PhD Thesis*, University of Geneva, 134 p.
- ZILAHÍ-SEBESS L. & GYURICZA GY. (szerk.) 2011–13: 17 geotermikus koncessziós terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati tanulmánya. – Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest <https://mbfsz.gov.hu/vizsgalati-jelentes>
- ZILAHÍ-SEBESS L., ANDRÁSSY L. & MAROS GY. 2008: Petrofizikai módszerfejlesztés. – ELGI, FGBA Adattár.
- ZSIGMONDY V. 1879: A városligeti artézi kút Budapesten. – *Földtani Közlemény* **9**, 128–131.

Kézirat beérkezett: 2020. 06. 23.

## Appendix

### Calculation of the heat flow and the temperature-depth function in a borehole

We calculated the heat flow ( $q_i$ ) at every depth where temperature ( $T_i$ ) was observed:

$$q_i = \frac{T_i - T_0}{\sum_{j=1}^M \frac{h_j}{\lambda_j}} \quad \text{A1}$$

where  $\sum_{j=1}^M \frac{h_j}{\lambda_j}$  is the thermal resistivity until the depth of the temperature observation ( $z_i$ ) and  $T_0$  is the surface temperature.  $\lambda_j$  is calculated according to the lithology of the borehole and the thermal conductivity–depth trends (*Figure 3*).  $h_j$  is the thickness of a layer with thermal conductivity  $\lambda$ . The mean heat flow is calculated by weighting the heat flow values ( $q_i$ ) with weights, which decrease as the reliability (quality) of the temperature data, and  $N$  is number temperature, and thus heat flow observations:

$$q = \frac{1}{\sum_{i=1}^N (9 - S_i)^2} \sum_{i=1}^N q_i (9 - S_i)^2 \quad \text{A2}$$

where  $S_i$  is the class of the temperature data. Note that  $S=1$  and  $S=8$  means the best and the worst quality, respectively. The temperature–depth function is calculated assuming constant heat flow as follows:

$$T(z) = T_0 + q \sum_{j=1}^M \frac{h_j}{\lambda_j} \quad \text{A3}$$

where  $\sum_{j=1}^M h_j = z$

## A geotermikus energia kutatása és hasznosítása Magyarországon az elmúlt 150 év tükrében

*Motto: „Egy baja lévén, - gyógyvizének mennyisége ugyanis az igényeknek meg nem felelően, fel lettem még 1867-ben és újból a legutóbbi időben a nagyméltósági vallás- és közoktatás miniszter úr által szólítva véleményi adni, mi módon lenne ezen bajnak orvoslása eszközölhető? Ismételve 1867-ben adott véleményemre hivatkozván, megbízattam az általam javaslatba hozott munkálatok keresztülvételével, melyekről a következőkben szólanı szerencsém leend.” (ZSIGMONDY 1874)*

SZANYI János<sup>1</sup>, NÁDOR Annamária<sup>2</sup>, MADARÁSZ Tamás<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, szanyi@iif.u-szeged.hu

<sup>2</sup>Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, nador.annamaria@mbfsz.gov.hu

<sup>3</sup>Miskolci Egyetem, Környezetgazdálkodási Intézet, hgmt@uni-miskolc.hu

### 150 years of geothermal energy research and utilization in Hungary

#### Abstract

The present paper discusses the main results of the Hungarian geothermal research and its milestones from the middle of 19th century. Tribute is paid to the esteemed pioneers, and then the discussion is divided into three major periods after the pioneering times:

1.) The pioneering times – This is the longest period of those considered here. It ranges from the first drilling of thermal exploration boreholes by Zsigmondy in the 1870s, through to the expansion of therapeutic and spa-wellness tourism and the widespread agricultural utilisation of geothermal energy up into the 1990s. In this era excellent Hungarian researchers and engineers were far ahead of the international trends and established the international reputation of the Hungarian geothermal sector. In this "period of ascent" some of the achievements included (i) the establishment of well-known and still used water-analytical methods (e.g. "Than" equivalent percentage) (ii) the first international balneological congress was organised (Budapest, 1936) (iii) a vast majority of the famous Hungarian medicinal and thermal water resources were explored and (iv) the major thermal groundwater flow systems (both in karstic and basinal areas) were recognized. The discovery of a rapidly growing number of thermal-water wells was partly due to intensive hydrocarbon exploration (transformation of barren hydrocarbon wells). This process led to the development of some famous "thermal water centres", such as that at Szentes. The latter is still internationally recognized as a casebook example of the direct use of geothermal energy.

2.) The Recent Past – This period includes the initial steps after the change of the political regime in Hungary (1989-1990) and it includes mainly spa developments (spa tourism doubled during this period) and the expanding use of geothermal energy in district heating systems. Notable advances include the Hódmezővásárhely cascade system. This has been in operation since 1994 and has an 18 MWth capacity. More progress is represented by the establishment of two major geothermal district heating projects in Miskolc (capacity: 55 MWth) and Győr (capacity: 52 MWth), both of which target the basement carbonate reservoirs. With the growing number and capacity of district- and space heating projects, the question of reinjection became the focal point of research, especially into porous aquifers. A major step in deep geothermal exploration and exploitation was the introduction of the "concession system" in 2012. This system accelerated projects targeting combined heat and power production. Nevertheless, the first geothermal power plant in the Pannonian Basin was commissioned only in 2018. This is the small-scale (2.3 MWe) ORC plant in Tura, which has a target reservoir shallower than the -2500m concessional limit. All in all, this period is still considered to demonstrate the climax of geothermal developments in Hungary; after it, Hungary ceased to be the main promoter of progress on a European scale.

3.) Contemporary projects – The current situation in geothermal energy exploration and utilisation is represented by recently finished projects, or ongoing national and international ones in which Hungarian universities, research institutes and companies are involved. Furthermore, the central geographical position of Hungary within the Pannonian basin means it is of vital relevance in the exploration of transboundary geothermal energy resources. This is shown by the fact that several projects involving neighbouring countries have established joint databases, assessments and recommendations for the enhanced use of the rich geothermal assets in the Central European region. Frontier concepts and methods of combined heat, power and metal extraction have also been studied in international consortia. The pilot results of such consultation provide a firm basis for technological upscaling in the near future.

4.) Research priorities and frontiers – The latest research results have been introduced in the context of domestic and international research priorities. Some highly innovative projects address operational issues and, among others items, study various aspects of scaling which are strongly related to increasing the efficiency of reinjection into porous aquifers. Novel well-technologies, such as the use of lasers in enhancing permeabilities, have also been introduced. With regard to the future growth of the Hungarian geothermal sector, the present research period also highlights the still untapped potential. This is especially true with respect to direct use, where the current utilization is at least one magnitude below

the sustainable use of the available geothermal resources. Current research also draws attention to one of the major bottlenecks connected to the geological risk and its mitigation: here, the gathering of knowledge with respect to the subsurface, and the systematic collection, assessment and publication of geoscientific data are key issues.

Taking the whole work into consideration, the delineation of single chapters is not sharply defined and they should be seen as thematic in nature. During the discussion, reference is made to geological, hydrogeological, geochemical and geophysical connections. However, these contexts are not elaborated in full but are discussed in separate papers of the commemorative issue of the "Földtani Közlöny".

*Keywords: geothermal energy, research, utilization*

## Összefoglalás

Jelen tanulmányban a 150 évvel ezelőtt Zsigmondy Vilmosmal induló magyarországi geotermikus kutatások legfőbb eredményeit, illetve a hazai geotermikus szektor fejlődésének főbb lépéseit vázoljuk fel, megemlékezve a jeles elődökről. A tartalmi részt 4 időszakra osztottuk:

1.) A hősor. A 19. sz. közepétől tart a rendszerváltásig. A leghosszabb időszakot fogja át, az első fúrásos hévízfeltárásoktól, a gyógy- és fürdőturizmus kiteljesedésén át a geotermikus energia mezőgazdasági hasznosításának elterjedéséig. Az az időszak, amikor a földtudomány kiváló hazai szakemberei, a nemzetközi trendek előtt járva, lehetővé tették a geotermikus energia széles körű hasznosítását, megalapozták a magyar geotermika nemzetközi elismerését. Ezt a felívelés korszakának tekintjük, ezért egyben tárgyaljuk.

2.) A közelmúlt. A rendszerváltást követő kezdeti lépések, melyek főleg fürdőfejlesztéseket és a geotermikus energia távhő célú fejlesztését jelentették. Ezek közül is kiemelkedik a hőmezővászárhelyi, miskolci és győri geotermikus távhőrendszer. A hőmezővászárhelyi rendszer a komplex kaszkád hasznosítással és a homokkőbe történő sikeres és fenntartható visszasajtolási technológia alkalmazásával volt úttörő, míg a két utóbbi az 50 MW<sub>th</sub>-ot meghaladó beépített kapacitásával mutatott európai szinten is elismert példát. Ezen időszakban, a termálfürdő-fejlesztéseknek és új fürdők nyitásának köszönhetően, a termálturizmus megduplázódott. Ez már a zenit korszaka, 2003-ban még Európai Geotermikus Kongresszust rendeztek Szegeden, de már nem Magyarország volt Európában a fejlődés motorja.

3.) A jelen projektek. Az éppen befejezett vagy még futó jelentősebb geotermikus projekteken keresztül bemutatjuk a geotermikusenergia-hasznosítás jelenlegi magyarországi állapotát. Európai uniós csatlakozásunknak köszönhetően megnyílt a nemzetközi kutatási projekteken való részvétel lehetősége. Különösen a hazai egyetemek és kutatóhelyek – de civil szervezetek is – csatlakozhattak az európai geotermikus kutatások főáramához. Az európai uniós források lehetővé tették a határon átnyúló kutatási projektek indítását, ennek köszönhetően a Kárpát-medence geotermikus viszonyait egységes szerkezetben, politikai határok nélkül lehet kutatni.

4.) A futó kutatások, jövőkép. Ismertetjük a hazai és a nemzetközi kutatásokhoz kapcsolódó legújabb eredményeket, és felvázoljuk a jövőbeni kutatási irányokat, lehetséges helyünket a nemzetközi geotermikus piacon. Bemutatjuk, hogy – alkalmas szakpolitikával, a geotermikus adottságaink ismeretében – milyen mértéket érhet el a geotermikus energia hasznosítása Magyarországon a közeli jövőben.

Az egyes időszakok határai nem élesek, inkább tematikusak, így egy adott időszakban olykor későbbi tanulmányt is megemlítünk. Tárgyalásuk során röviden utalunk a földtani, hidrogeológiai, geokémiai és geofizikai kapcsolódási pontokra, de ezeket részletesen nem tárgyaljuk, a Földtani Közlöny aktuális ünnepi és rákövetkező évfolyamában erről önálló tanulmányokat olvashatnak.

*Tárgyszavak: geotermikus energia, kutatás, hasznosítás*

## Bevezetés

Az elmúlt évszázadokban voltak boldog idők – mint a fenti esetben – mikor miniszterek karolták fel a hévízhasznosítás ügyét, és volt mikor börtön járt a nagy volumenű geotermikus fejlesztésekért, mint a Szentesi Termál Tsz elnökének 1972-ben (FÖLDEÁKI 1972).

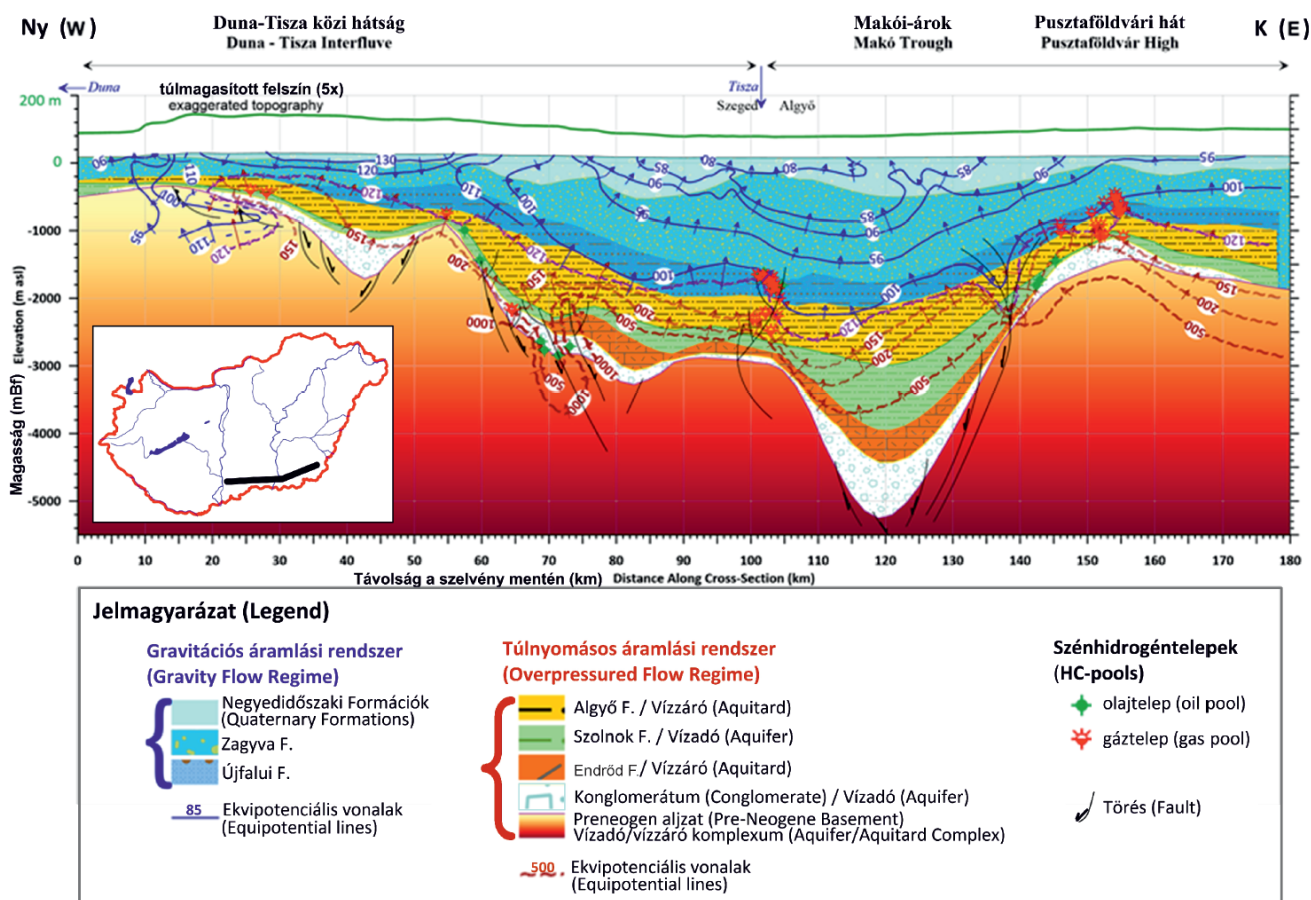
A Kárpát-medence több évezrede gyógy- és termálvizekben gazdag területként ismert. A Római Birodalom, a török hódoltság időszaka mind felívelő szakasza volt a termálvíz hasznosításának. Ezt követően a fürdőkultúra háttérbe szorult, a gyógyvizek használata néhány főúr előjoga volt csupán. Ezekben az időszakokban jellemzően a felszínre szökő források hasznosítására volt lehetőség. A kiegyezés korában ZSIGMONDY Vilmos és unokaöccse, ZSIGMONDY Béla által továbbfejlesztett fúrastechnológia alkalmazása tette lehetővé a nagyobb mélységű, akár 1000 m mélyről történő termálvíz termelését, a fürdőkultúra szélesebb körű elterjedését (ZSIGMONDY 1871). A társtudományoknak is köszönhetően a 20. században a geotermikusenergia-kutatás és

-hasznosítás mintacsatornává váltunk Európában, elsősorban a hőhasznosítás terén. Bár átfogó képet kívánunk festeni, jelen tanulmány keretei nem teszik lehetővé, hogy súlyának megfelelően szóljunk a geotermikus energia hasznosítását lehetővé tevő, földtani, szerkezetföldtani, geofizikai, hidrogeológia, geokémiai és a geotermiához ezer ágon kapcsolódó szénhidrogén-kutatási – kőolajföldtani meghatározó tudományos eredményekről. Azonban a Földtani Közlöny ünnepi évadának cikkei ezekben a témákban is tájékoztató lehetőséget biztosítanak az érdeklődő olvasónak. Továbbá nem célunk Magyarország és tágabb térsége, a Kárpát-medence geotermikus adottságainak átfogó ismertetése – az utóbbi évtizedekben számos kiváló publikáció született e témában (KORIM 1972, DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988, DÖVÉNYI et al. 2002, LENKEY et al. 2002, SZANYI & KOVÁCS 2010, HORVÁTH et al. 2015, NÁDOR 2019, LENKEY et al. 2021) –, ezért csak röviden szólunk róla.

A Pannon-medence középső miocénben történő megnyílása során a húzóerők hatására Magyarországon a földkéreg, az egész litoszféra jelentősen vékonyabb, mint általában a

kontinensek alatt, a kéreg átlagosan 22–30 km, míg a litoszféra 50–80 km vastag (HORVÁTH & BADA 2006). Ezért a litoszféra alatti lassú áramlásban lévő, hőt szállító asztenoszféra közelebb van a felszínhez, mint a Föld más pontjain (az aktív vulkáni területektől eltekintve). Magyarországon a geotermikus gradiens értéke átlagosan  $5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , ami mintegy másfélszerese a világtávnak. A mért hőáramértékek is nagyok: 2001 db 1 km-nél mélyebben fúrásban meghatározott mérés átlaga  $90\text{ mW}/\text{m}^2$ , a maximális értékek ( $120\text{--}140\text{ mW}/\text{m}^2$ ) az ország D-i részén találhatóak, míg a minimális értékek ( $20\text{--}40\text{ mW}/\text{m}^2$ ) a karsztvíz-beszivárgási területeken fordulnak elő (LENKEY et al. 2021), miközben az európai kontinens nagy részén  $60\text{ mW}/\text{m}^2$  az átlagérték (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988). A felszínen kb.  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  a középhőmérséklet, s az említett geotermikus gradiens mellett 1 km mélységben átlagosan  $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 2 km mélységben pedig  $110\text{ }^{\circ}\text{C}$  a kőzetek és a pórusaikban tárolt víz hőmérséklete. Az ismert, jó vízvezető képződmények legnagyobb mélysége eléri a 2,5 km-t. Itt a hőmérséklet már a  $130\text{--}150\text{ }^{\circ}\text{C}$  is lehet (SZANYI et al. 2009, LENKEY et al. 2021). A hévízkutakban felfelé haladó víz azonban lehűl, ezért a felszínen a vízhőmérséklet ritkán haladja meg a  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ -t. A felszín alatti hőmérsékletet – a hőáramhoz hasonlóan – nagyban befolyásolják a felszín alatti vízáramlások, a negyedidőszaki és neogén porózus vízadókban főként a felső 1–1,5 km-es mélységben, ugyanakkor a

karsztosodott karbonátos medencealjzatban ez akár több km-es mélységben is számottevő lehet. Gőzelőfordulásokat csak néhány, kellően még nem megkutatott, nagy mélységű előfordulásból ismerünk. Magyarország kiváló geotermikus adottsága tehát alapvetően két tényezőnek köszönhető. Az egyik a világtávnál mintegy másfélszeresen meghaladó, felszín felé áramló nagy hőfluxus, a másik a jó vízadó képződmények jelenléte. Ezek az Alföldön, a Kisalföldön és a Dráva-medencében elsősorban pannóniai korú sekélyvízi homokkővek, az ország más részein pedig a prekainozoos medencealjzat repedezett, olykor karsztosodott, többnyire mezozoikumi karbonátos képződményei. A Pannon-medencében két fő hidraulikus áramlási rendszer létezik, a felső hidrosztatikus és az alsó túlnyomásos rendszer (1. ábra). A Pannon-medence hévíztermeléssel leginkább érintett felső áramlási zónájában a felszín alatti vizek mozgása alapvetően a gravitáció által meghatározott (ERDÉLYI 1979, MARTON 1982, ALMÁSI 2001, TÓTH & ALMÁSI 2001, MÁDL-SZÓNYI & TÓTH 2015). A medence morfológiája biztosítja a mély áramlási rendszerek létezéséhez szükséges potenciális energiát. A medence méretű áramlási rendszerek koncepciója szerint (TÓTH 1963) már nemcsak a homok- vagy kavicsrétegek, hanem az őket közbezáró, eddig vízzárónak tekintett rétegek is közegei az áramlásnak. Az 500 mm-körüli évi csapadék és a jó vízvezető porózus kőzetek nagy felszíni elterje-



1. ábra. Sematikus hidrostratigráfiai szelvény az Alföld déli részén keresztül, a szelvény helyének feltüntetésével (ALMÁSI & SZANYI 2021 alapján)

Figure 1. Schematic hydrostratigraphic profile across the Great Hungarian Plain with location of the section (modified after ALMÁSI & SZANYI 2021).



dése fenn tudja tartani a mély áramlási rendszereket és ezek mentén a vizek forgalmát. Ebből következően a kitermelt termálvíz döntően az üledék koránál fiatalabb, meteorikus eredetű víz. A hierarchikus áramlási rendszerek léte a Pannon-medencében azt jelenti, hogy az Alföld hajdani mocsarassága, mostani szikessége, feltörő belvizei, aszályos dombhátai, mélyből felszökő artézi vizei, jellegzetes növényei, geotermikus hőkincse, olaj- és gázmezői mind összefüggésben vannak egymással. (ALMÁSI & SZANYI 2021)

Végül meg kell jegyeznünk, bár szólunk a hőszivattyúk alkalmazásával kapcsolatos kutatásokról, cikkünk elsősorban a mélygeotermikus kutatásokra és hasznosítások bemutatására koncentrálnak.

## A hőskor

A hazai tudományos mélységi vízkutatás kezdetét ZSIGMONDY Vilmos tevékenységétől számítjuk, melyet az 1865-ben megjelent „Bányatan, kiváló tekintettel a kőszénbányászatra” c. műve vezetett be. Ebben a szénkutatás mellett a mű utolsó fejezetében nagy részletességgel számol be a fúrás kutatáshoz használt eszközökről „A kutatás, fúrászat, s az artézi kutak” címmel (ZSIGMONDY 1865). Első hévízkútjait Harkányban, a Margit-szigeten, majd 1868 és 1878 között a Városligetben mélyítette. Utóbbi helyen 970 m-es talpmélységű, 74 °C-os vizet szolgáltatató kútjával érte el a felső triász vízadót (ZSIGMONDY 1879). A Városligeti kút a létesítéskor Európa második legmélyebb kútjának számított, és közel 150 év után is üzemképes.

A sikeres hévíztermelés az analitikai kémia felé fordította a figyelmet, melynek klasszikus területe az ásványvízvizsgálat volt. Ennek a tudományterületnek vált nemzetközi hírnév kutatójává THAN Károly kémikus, egyetemi tanár, aki az ásvány- és gyógyvizek kémiai alkotóit már nem sókban, hanem ionokban adta meg. Módszerével nemcsak a víz jellege, hanem több ásványvíz összehasonlítása is elvégezhető volt (SZANYI et al. 2013). Kutatási eredményeiről 1864-ben Marosvásárhelyen, a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók vándorgyűlésén tartott előadást, mely csak 1890-ben jelent meg nyomtatásban (THAN 1890). A harkányi I. sz. kút vize kémiai összetételének vizsgálatakor elsőként mutatta ki a „szénoksi-szulfidot”. Munkássága nyomán azóta is használjuk a Than-féle egyenérték százalékot a vegyelemzések értékelésénél, mely megadja, hogy egy meghatározott alkotórészből, oldott állapotban, egy liter víz mennyi mg egyenértékűt tartalmaz (DOBOS et al. 2013).

Az 1869-ben megalapított Magyar Királyi Földtani Intézet és az 1907-ben megalakult, később EÖTVÖS Lorándról elnevezett Geofizikai Intézet kutatói, így EÖTVÖS Loránd, LÓCZY Lajos, SCHAFARZIK Ferenc, SÜMEGHY József és PÁVAI-VAJNA Ferenc munkásságának volt köszönhető, hogy 1936-ban Budapesten rendezték meg az első nemzetközi Balneológiai Kongresszust. Közülük PÁVAI-VAJNA Ferencnek több jelentős gyógy- és hévízünk, például Hajdúszoboszló, Karcag, Debrecen és Szolnok feltárását köszönhetjük. Ebben az időszakban hazánk kulcsszerepet játszott a gyógy-

vizekkel kapcsolatos tudományos kutatásokban. 1937-ben Budapesten magyar kezdeményezésre megalakult a „Fédération Internationale de Stations Balnéaires, Climatiques et Maritimes”, amely a későbbi Fédération Internationale du Thermalisme et du Climatisme (Termál és Klíma Hasznosítás Nemzetközi Szövetsége) jogelődje. A szervezet székhelyül Budapestet választották, elnöke és főtitkára is magyar volt (<https://people.inf.elte.hu/madtaai/tortenet.html>).

A budapesti termálkarszt forrásait elsőként VENDL Aladár rendszerezte, megfigyelésüket PAPP Ferenc folytatta és KESSLER Hubert a Vízügyi Tudományos Kutató Intézet (VI-TUKI) munkatársaként teljesítette ki (KESSLER 1956), aki Siklós–Harkány, Tata és Hévíz térségében is létesített termálkarsztvízszint észlelő fúrásokat (LORBERER 2004). A budapesti termálkarszt áramlási rendszereinek értelmezését ALFÖLDI László vezetésével mások mellett LIEBE Pál és LORBERER Árpád végezték a termális konvekció felismerésével („karélyos áramlás”) (ALFÖLDI 1965, 1981).

A bükki termálkarszt fúrásokkal való feltárása 1870-ben kezdődött meg Egerben, és a mai napig is tart csaknem a teljes Bükk-térségben, bár a hegység peremi része a langyos és meleg vizű források miatt már évszázadok óta ismert volt (DOMBI 1766). Felhasználásuk alapvetően fürdősi céllal történt, de a gyógyászat és a rekreáció is megjelent célként, mint például Eger, Kács(tapolca), Miskolctapolca (egykor Görömbölytapolca vagy Tapolcafürdő), Diósgyőr(tapolca). (A tapolca szó egyébként a délszláv toplice szóból ered, jelentése meleg víz.) Egerben 1926-ban létesítettek új kutat, Bükkszázken (1938) és Mezőkövesden (1939) meddő szénhidrogén-kutató fúrások hoztak termálkarsztvizet a felszínre. A II. világháború után Miskolcon (1953), Bogácson (1959), Sajóhídvégen és Egerszalókon (1961), majd Andornaktályán (1962, 2008, 2017) mélyítettek termálkarsztkutakat, esetenként többet is az adott területen az idő múlásával (LÉNÁRT 2019).

A zalai termálkarszt megismerése szorosan összefüggött a térségben zajló, az 1920-as években indult szénhidrogén-kutatással (KÖRÖSSY 1988, KOVÁCS 2018), a nemzetközileg is népszerű zalai gyógy- és termálfürdők (Zalakaros, Zalaegerszeg, Zalaszentgót, Kehidakustány) kiépítésével, illetve a Hévízi-tó és a Dunántúli-középhegység bányászati karsztvízszint süllyedése kapcsolatának vizsgálatával (ALFÖLDI & KAPOLYI 2007, TÓTH 2017).

Az Alföld hévíztároló rendszerei utánpótlódási mechanizmusának komplex szemléletű vizsgálatát ERDÉLYI Mihálynak köszönhetjük, aki a Tóth-féle egység-medence koncepciót felhasználva (TÓTH 1963) igazolta az egyes vízadók közötti hidraulikai kapcsolatot (ERDÉLYI 1979, 1985).

A hévíz komplex hasznosítása első helyszínének Hajdúszoboszlót tekintjük, ahol 1925-ben egy 1019 m mély, meddő szénhidrogén-kutatófúrás 70 °C hőmérsékletű hévizet tárt fel. Ezt nemcsak a gyógyfürdőben hasznosították, hanem palackozták, továbbá üvegházak fűtésére, míg a kitermelt gázt vasúti kocsik világítására és áramfejlesztésre is használták. A II. világháborút követően BOLDIZSÁR Tibornak, a Miskolci Egyetem professzorának köszönhetően a magyarországi geotermikus kutatások ismét a nemzetközi érdeklődés homlokterébe kerültek. Munkássága eredmé-

nye, hogy a geotermika tudománya a felsőfokú oktatás részévé vált (BOLDIZSÁR & GÓZON 1965), illetve az ő nevéhez fűződik Magyarország első hőáramsűrűség térképének az elkészítése is (BOLDIZSÁR 1967). Ebben az időben a termálkutak létesítése jórészt a szénhidrogén-kutatáshoz kapcsolódott. Többnyire a szénhidrogénre meddő, de megfelelő hőfokú termálvizet szolgáltató, településekhez közeli kutatófúrásokat képezték ki termálkúttá. Az első kaszkád jellegű hasznosítást (*több lépcsőben, különböző hőhasznosítási módokat egymás után kapcsolnak a kinyerhető hőmennyiség maximalizálása érdekében*) a szentesi kórházban az 1958-ban mélyített 1736 m mély, 1700 l/min 79 °C hőmérsékletű hévízzel valósították meg. Kezdetben kommunális fűtésre, használati meleg víz előállításra, balneológiai hasznosításra, majd később a mezőgazdaságban üvegházak fűtésére is sor került (SZANYI et al. 2013). Szentes térsége aztán a geotermikus energia agrárhasznosításának központjává vált. Mára mintegy 40 üzemelő termálkút van a város 10 km-es sugarú körzetében, mind pannóniai sekélyvízi deltaeredetű homokkövekre szűrőzve.

Az előbb leírt folyamat fordítottja játszódott le Tápén 1965-ben. A helyi termelőszövetkezet hévízellátására DOBOS Irma tűzte ki a kút helyét, de víz helyett olajat találtak. Annak ellenére, hogy a térségben a szénhidrogén-kutatás már folyamatban volt, ez volt az első produktív kút az algói szénhidrogénmezőben. A sors fintora, hogy míg a jeles elődökről, akik olaj helyett termálvizet találtak, számos településen szoborral emlékeztek meg, addig a víz helyett olajat fakasztó nevét még tábla sem őrzi...

A fúrások gyarapodó számát látva a második világháborút követően VITÁLIS Sándor indította el a mélyfúrású kutak nyilvántartásba vételét, amit KORIM Kálmán folytatott és URBANCSÉK János teljesített ki a hévízkútkataszterrel (BÉLTEKY et al. 1965, 1971, 1977). Az első korszerű, számítógépes adatbázis létrehozása DÖVÉNYI Péter nevéhez fűződik, aki gyakorlati elemző munkájával nagyban segítette Magyarország geotermikus viszonyainak megismerését (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988, DÖVÉNYI 1994). Az azóta is fejlődő adatbázis párját ritkító, óriási kincs, alapját képezi a fenntartható geotermikus energiahasznosítás fejlesztésének. A Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat – a 2014-ben megszüntetett VITUKI adattárát is átvéve – 2017 óta üzemelteti a központi vízföldtani adattárat, illetve vezeti az országos hévízkútkatasztert (<https://mbfsz.gov.hu/vizfoldtani-adattar>).

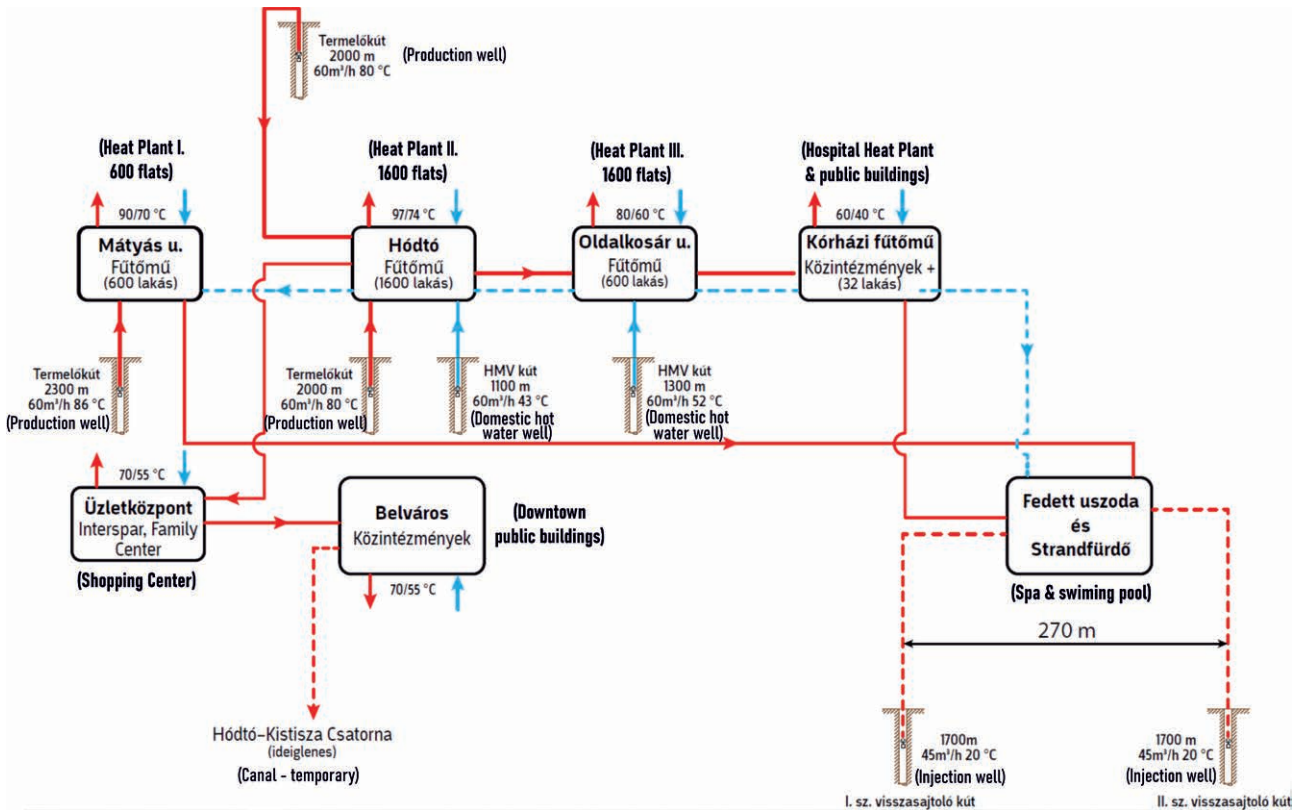
Fontos megemlíteni a sekély geotermiához kapcsolódó hőszivattyús hasznosításokat, ezek alapja a HELLER László által 1948-ban kidolgozott kompresszoros hőszivattyú technológia. Érdekesség, hogy HELLER László egyetemi tanulmányait Svájcban, az ETH-Zürich-en végezte, mint RYBACH László 1956-ot követően, aki az 1970-es években elsők között végzett számításokat a geotermikus energia hőszivattyús hasznosíthatóságáról, és szerkesztette STEGENA Lajossal a geotermikus energia különböző hasznosítási módjait tárgyaló nemzetközi tanulmányt (RYBACH & STEGENA 1979). RYBACH professzor élete ezt követően összefonódott a geotermikával, kutatási területe az alacsony hőmérsékletű hasznosítástól az áramtermelésig a teljes spektrumot átfogja

(RYBACH 2019). Szakmai elismertsége a Nemzetközi Geotermikus Szövetség (International Geothermal Association) elnökévé emelte.

## A közelmúlt

A geotermia-szektor rendszerváltást követő leglátványosabb növekedését a gyógy- és termálfürdők fejlesztése, új fürdők létesítése eredményezte. A fejlődés ütemét a mórhalmi fürdő fejlődésén keresztül mutatjuk be, amely jól példázza a növekedést. Az 1960-ban a községi tanács által pannóniai sekélyvízi, deltaeredetű homokkő-rezervoárba fúratott 660 m mélységű, 39,5 °C-os vizet szolgáltató kút kezdetben egy gyógymedencével és gyermekpancsolóval rendelkezett. A tervszerű fejlesztések 1999-ben kezdődtek meg a főépület átépítésével, új beltéri medencék létesítésével. A fürdőt 2006-ban regionális jelentőségű gyógyfürdővé minősítették. 2010-ben 3000 m<sup>2</sup>-es fedett gyermekfürdőt, wellness részleget és kistérségi egészségügyi ellátóhelyet hoztak létre. Ekkor már 1 kút helyett 4 termálkút szolgáltatja a vizet, és komplex módon fűtési célra is hasznosították a termálhőt. Az utolsó nagy fejlesztés során az elfolyó termálvíz hőjét hőszivattyúval hasznosították a fürdő és a város középületeinek fűtésére és használati meleg víz biztosítására. A medencék száma 21-re nőtt. Az alig 6 ezer fős településen a 2000-ban nyilvántartott 30 ezres éves látogatószám 2011-re 40 ezer fölé emelkedett (KIS & FÖRGETEG 2017). Mára más megújuló energiaforrásokat is kombináló, integrált távhőrendszer épült ki, ahol az 1100–1300 m közötti mélységből származó 62–69 °C-os víz hasznosítás után részlegesen visszasajtolásra kerül (SZANYI et al. 2013). A jelentős fejlesztéseknek köszönhetően ma Magyarországon 162 termálfürdővel rendelkezünk, ez a szám 2010-ben 104 volt. A termálfürdők éves látogatószáma mára 30 millió körüli (KSH 2010).

A fűtési célú közvetlen hőhasznosítás tekintetében Magyarország hosszú évek óta Európa élmezőnyében van (Franciaország, Németország és Izland mögött a 4. helyen) (EGEC 2017, 2018, 2019), köszönhetően a geotermikus táv- és városfűtési rendszereknek (ez utóbbi esetben külön az e célból kiépített termálvízvezeték köti össze a fűtési körbe bekapcsolt középületeket). A rendszerek közül a legrégebbi az 1958-ban átadott szentesi rendszer. Az 1990-es évek végétől, de különösen a 2000-es évek elején egymás után épültek az újabb geotermikus fűtési rendszerek, ezek közül is példaértékű az 1994 óta üzemelő, jelenleg 18 MW<sub>th</sub> kapacitású hódmezővásárhelyi geotermikus távfűtési rendszer (KURUNCZI 2008, ÁDOK 2012). (*Termálkutak esetében beszélhetünk termikus, azaz hőteljesítményről és elektromos teljesítményről, előbbi esetben a mértékegységet jelölő megawatt jel után alsó indexként „th”, míg elektromos teljesítmény esetén „e” indexet használunk. Mivel a hőenergia elektromos árammá csak nagy veszteséggel alakítható, így az adott kút elektromos teljesítménye mindig lényegesen kisebb, mint a hőteljesítménye*). A szentesi rendszerhez hasonlóan ez is a pannóniai sekélyvízi, deltaeredetű homokkővet szűrőzi 3 db 1800–2300 m közötti, 80–86 °C-os termelő



2. ábra. A hőmezővásárhelyi távhőrendszer elemei (SZANYI et al. 2013)

Figure 2. The geothermal system of Hódmezővásárhely (SZANYI et al. 2013)

és 2 db visszacsajtoló kúttal, míg a használati meleg vizet 2 sekélyebb, 1000–1300 m között megnyitott, 43–52 °C-os vizet adó kút szolgáltatja. A pannóniai sekélyvízi homokkőre települt rendszerek közül ez az első, ahol kaszkád hasznosítást követően (2. ábra) sikeresen sajtolták vissza a lefűtött termálvizet kutanként átlagosan 40 m<sup>3</sup>/órás ütemmel, a visszacsajtolás kulcsa a felszíni szűrőrendszer (SZANYI et al. 2013).

A pannóniai porózus homokkőre telepített rendszerek mellett nagy szerepe van a mezozoos karbonátos rezervoárokat megcsapoló geotermikus fűtési rendszereknek, így például a folyamatosan bővülő, 1993-ban átadott veregyházi rendszernek, mely a fejlesztéseket követően 3 termelő és 1 visszacsajtoló kúttal üzemel 12,1 MW<sub>th</sub> hőteljesítménnyel (SZITA 2014, SZÓKE 2016). A geotermiával üzemelő, jelenleg legnagyobb miskolci távhőrendszert 2013-ban adták át, beépített kapacitása 55 MW<sub>th</sub>. A rendszer 2 termelő és 3 visszacsajtoló kúttal az 1500–2300 m mélységben található triász karbonátos rezervoárból származó 87–102 °C-os termálvízzel fűti az avasi lakótelepet, valamint biztosítja a miskolci belváros és a Miskolci Egyetem fűtési és használati meleg víz hőigényének egy részét. Hasonlóan nagyszabású geotermikus fűtési projekt a 2015-ben átadott 3 db termelő és 2 db visszacsajtoló kútból álló 52 MW<sub>th</sub>-os győri rendszer, amely ugyancsak repedezett-karsztos triász rezervoárból, 2500 m körüli mélységből, 100 °C-ot meghaladó hőmérsékletű, 300–400 m<sup>3</sup>/óra hozamú forró vizet tár fel a városi távfűtés, illetve egy jelentős ipari felhasználó számára. A miskolci és győri két rendszer együtt közel felé teszi ki az ösz-

szes hazai távfűtési célú geotermikus energiatermelésnek (NÁDOR et al. 2019a).

Emellett egyre több helyen – ahol a termálvizet fürdési / gyógyászati célra használták – kezdték meg a kitermelt víz hőenergiáját a fürdőépületek vagy a közvetlenül csatlakozó épületkomplexumok fűtésére is felhasználni. Az ilyen egyedi épületfűtés hozzávetőleges becslések szerint jelenleg több mint 40 településen érhető el, és 77,2 MW<sub>th</sub> beépített kapacitást és 83,1 GWh<sub>th</sub> éves termelést jelent. 2018 végén a geotermikus távfűtés 22 településen volt elérhető, amelyek összesen kb. 223,36 MW<sub>th</sub> beépített kapacitást és 635,66 GWh<sub>th</sub> (2,3 PJ) éves termelést jelentettek (NÁDOR et al. 2019a).

A geotermikus fűtés kapcsán külön kell szólnunk a használt termálvizek visszacsajtolásáról. A termálvíz visszacsajtolása alapvetően két ok miatt szükséges: a rétegyomáscsökkenés ellensúlyozására, illetve a felszíni befogadók szennyeződésének elkerülésére. A visszacsajtolás iránti igény már a geotermikus rezervoárok hasznosítása előtt megszületett. Az olajiparban a pannóniai korú homokkőbe közel 50 éve sajtoltak vissza vizet a másodlagos szénhidrogéntermelés érdekében igen magas, olykor 100 bar-t meghaladó nyomáson. Ez a technológia a termálvizek esetében roppant gazdaságtalan és hosszú távon nem fenntartható (SZANYI et al. 2013). Az OKGT a Nagyalföldi Kőolajfeltáró üzemben 1978-ban 3 meddő szénhidrogénkutat perforálással hévízkúttá képezett ki, és a kutakon visszacsajtolási kísérletet végzett. A tesztvizsgálatok szerint 3 hónap üzemelés után a visszacsajtoló kút nyelőképessége jelentősen lecsökkent, amit

döntő részben a kút homokkal való feltöltődése okozott, de a csökkenésben szerepe volt a pórustorkok lebegőanyaggal való eltömődésének is (MEGYERY 1974). Ezt követően többféle kísérlet zajlott, például kettős kiképzésű termelő-visszasajtoló kúttal Szentesen (középső cső termel, mellette a gyűrűs térben, a termelt réteg feletti rétegbe visszasajtol), azonban a kezdeti visszasajtolási kísérletek sikertelennek bizonyultak. Az első gazdaságosan működő visszasajtoló kút 1998-ban épült meg Hódmezővásárhelyen. Azóta ebbe a kútba több mint 2,6 millió m<sup>3</sup> vizet sajtoltak vissza 2–5 bar nyomáson (SZANYI et al. 2013). Mivel a fenntartható geotermikus energia termelése csak visszasajtolással lehetséges, számos kutatás folyik e-tárgyban, melyről az utolsó fejezetben szólunk.

Ezen időszak projektjei zömmel privát vállalkozások tervei alapján készültek, melyek jelentős részben az elődök által felhalmozott adatokra és információkra épültek. Ebben a folyamatban fontos szerepet játszott a két geotermikus szakmai szervezet, a Magyar Geotermális Egyesület és a Magyar Termálenergia Társaság, melyek a projektgeneráláson túl a befektetők – zömmel önkormányzatok – és a hatóságok között közvetítő szerepet is játszottak. Új szint hozott a Szegedi Tudományegyetem spin-off cégeként induló szervezet (*olyan új, magas technológiai szintű, tudásintenzív vállalkozást értünk rajta, amely szellemi tőkét valamilyen formában egy egyetemről, vagy más közfinanszírozású kutatóintézetből eredeztetni*), ahol a kutatás közvetlenül összekapcsolódott a projekttervezéssel, és a Dél-alföldi régió számos településén tervezték meg a visszasajtolással üzemelő geotermikus távhőrendszereket (SZANYI et al. 2013). Ennek legjobb példája a Szegedi Tudományegyetem 2015-ben létesített újszegedi- és belvárosi termálrendszere 1–1 termelő és 2–2 víz-szasajtoló kúttal. A termelő kutak 1950 m-es, míg a visszasajtoló kutak 1750 és 1300 m-es talpmélységgel mélyültek. A rendszerek 4,5 MW<sub>th</sub> teljesítményűek, 90 °C-os kifolyó víz hőmérséklettel, 1200 l/perc átlaghozammal (ÁDÁM et al. 2019).

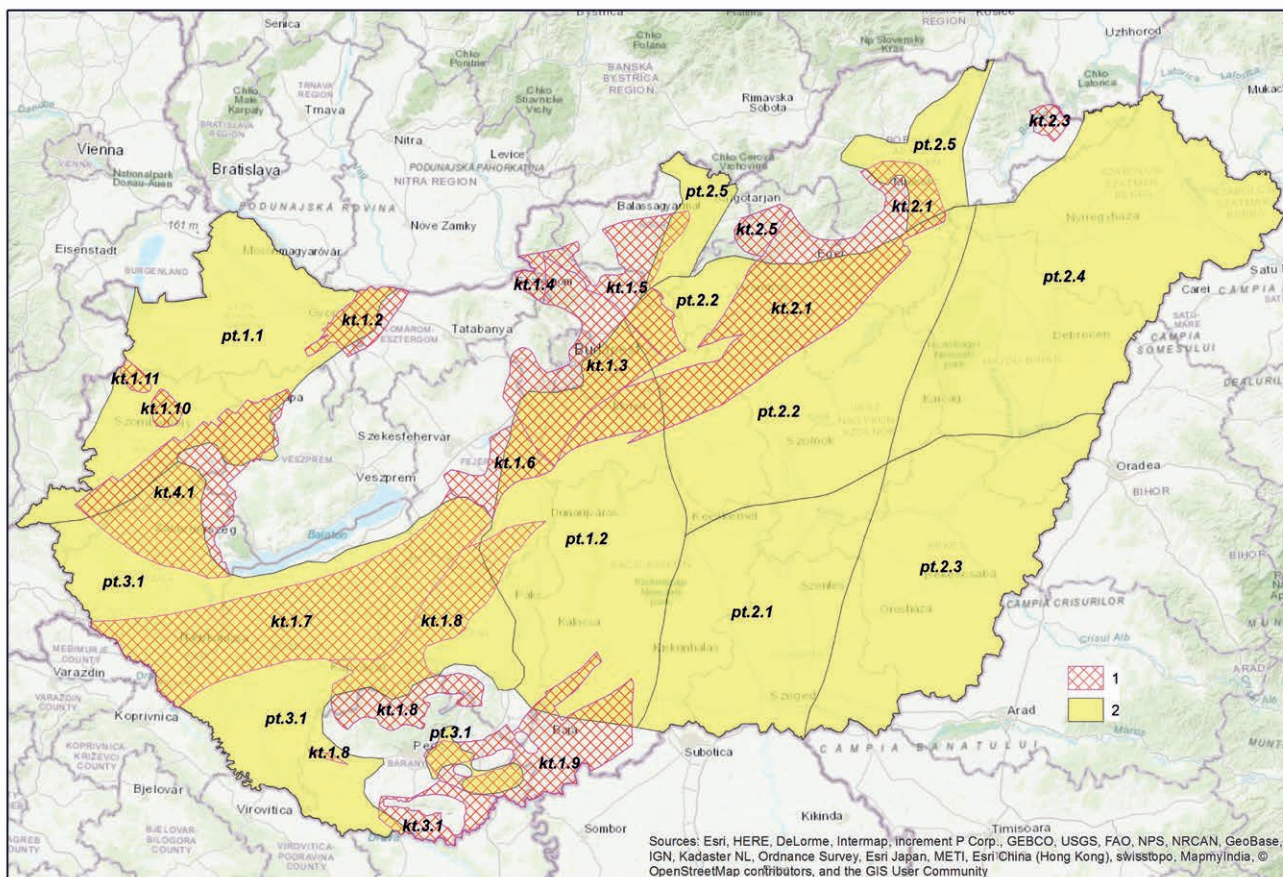
Természetesen a kapcsolódó alapkutatások új eredményei, mint például a szerkezetföldtan, felszíni- és lyukgeofizika, hidrogeológia eredményei folyamatosan beépültek a projekttervekbe. Az Alföld áramlási rendszerének a hőmérséklet-eloszlásra gyakorolt hatásáról ALMÁSI készített víz- és szénhidrogénkutak adatain alapuló dolgozatot (ALMÁSI 2001). A projektek köre szerveződő lokális kutatások mellett a kutatóhelyek főleg statikus és perspektivikus készletek országos léptékű becslésével, ezek módszertani kérdéseivel foglalkoztak (REZESSY et al. 2005, MÁDLNÉ-SZŐNYI 2006, BOBOK & TÓTH 2010a). Ebben az időszakban készült el az Ásványvagyon-hasznosítási és Készletgazdálkodási Cselekvési Terv részeként a hazai geotermikus energiapotenciál becslése (ZILÁHI-SEBESS et al. 2012), ami több későbbi szakpolitikai dokumentum megalapozó tanulmányaként szolgált. Ugyancsak fontos kiemelni a Miskolci Egyetemen a BOBOK Elemér körül szerveződő geotermikus iskolát, amely a fluidumtermelés nélküli technológiák hasznosítási lehetőségeit is kutatta (BOBOK 2012), és 2007-ben elindították a geotermikus szakmérnök képzést.

Mivel Magyarországon a geotermikus energia hasznosí-

tása gyakorlatilag hévíztermeléssel történik, így mindenképp meg kell említeni a termálvíz-gazdálkodás kérdéskörét. A Vízyűjtő-Gazdálkodási Tervek (VGT) alapelemei az ún. „víztestek”. A felszín alatti víztestek lehatárolása során többek között földtani (medencebeli, karszt, hegyvidéki), hőmérsékleti (hideg < 30 °C, termál > 30 °C), hidrogeológiai (le- és feláramlási területek) szempontokat vettek figyelembe, amely alapján 15 termálkarsztvíztestet és 8 porózus termálvíztestet jelöltek ki (3. ábra). A Vízyűjtő Gazdálkodási Tervek során a víztesteket 6 évente minőségi és mennyiségi állapotértékelésnek vetik alá. A mennyiségi állapot tekintetében a VGT-2 a szabadbattyáni termálkarsztot gyenge, illetve a dél-alföldi porózus termálvíztestet jó állapotú, de romló kilátásúnak minősítette. Ez utóbbi szoros összefüggésben van a Dél-Alföld jelentős termálvízkivételével és a visszasajtolás hiányával (SZANYI 2015).

A geotermikus energia kutatásában és kitermelésében mérföldkövet jelentett a Bányászatról szóló 1993. évi XLVIII. törvény 2010-es módosítása, amely geotermikus energia vonatkozásában az egész ország területét a természetes felszíntől mért 2500 m alatti mélységben zárttá minősítette. Ebben a tartományban a geotermikus energia kutatását és kinyerését koncesszióhoz kötötte, amelyet a bányafelügyelet hatáskörébe rendelt. (Az e fölötti térrészből a geotermikus energia / termálvíz kitermelése továbbra is vízjogi engedély alapján végezhető tevékenység maradt). Ezzel egy, a bányászat és vízügy között sok éve tartó, elsősorban a hatáskörrel és az engedélyeztetéssel szembeni szakmai egyeztetés végére került pont (SZANYI et al. 2009), ami azonban a 2500 m-es „mesterséges” mélységhatár tekintetében nem teljesen osztotta el az aggályokat. A jogszabály-módosítás bevezette a koncessziót megelőző ún. „komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálat” (amelynek részleteit a 103/2011. VI. 29. kormányrendelet szabályozta), illetve a geotermikus védőidom fogalmát is. Ez utóbbi lehatárolása a zárt területen történő geotermikus energiakitermelés feltétele, és a bányafelügyelet jelöli ki annál a hatástávolságnál, ahol a kinyerési tervezett geotermikus energia mennyiségének utánpótlódása a kinyerés tervezett időtartamára biztosított mind a hőmérséklet, mind a nyomásváltozás tekintetében. Az elmúlt közel tíz évben – bár mindösszesen négy nyertes koncesszió-szerződés született (Győr, Gáboros, Jászberény és Battonya – ez utóbbi a szerződésben foglalt feltételek nem teljesülése miatt felbontásra került) a koncessziós rendszer működőképessége és létjogosultsága igazolást nyert. A rendelkezésre álló perspektivikus területek számbavétele, valamint vállalkozói kezdeményezés alapján összesen 17 területre (4. ábra) készültek komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentések (ÉTV), amelyek mind letölthetők az MBFSZ honlapjáról, illetve az Országos Geotermikus Rendszeren keresztül (<https://map.mbfisz.gov.hu/ogre>).

E tanulmányok a jogszabályban meghatározott egységes tartalmi szerkezet mellett az egyes területek lehető legátfogo-  
gobb értékelését adják a terület földrajzi, földtani, vízföldtani jellemzése, földtani-geofizikai megkutatottsága, a tervezett koncessziós tevékenység hatásainak elemzése (különös tekintettel a felszíni és felszín alatti vízkészletekre és a



3. ábra. A porózus és karsztos termálviztestek elterjedése (VGT-2)

Jelmagyarázat: 1- termálkarszt víztestek, 2- termál porózus víztestek. A számok az egyedi víztest-azonosítók (<https://map.mbfsz.gov.hu/ogre>)

Figure 3. Porous and karstic thermal groundwater bodies (VGT-2)

Legend: 1- thermal karstic groundwater bodies, 2- thermal porous groundwater bodies. Numbers are individual identifiers. (<https://map.mbfsz.gov.hu/ogre>)

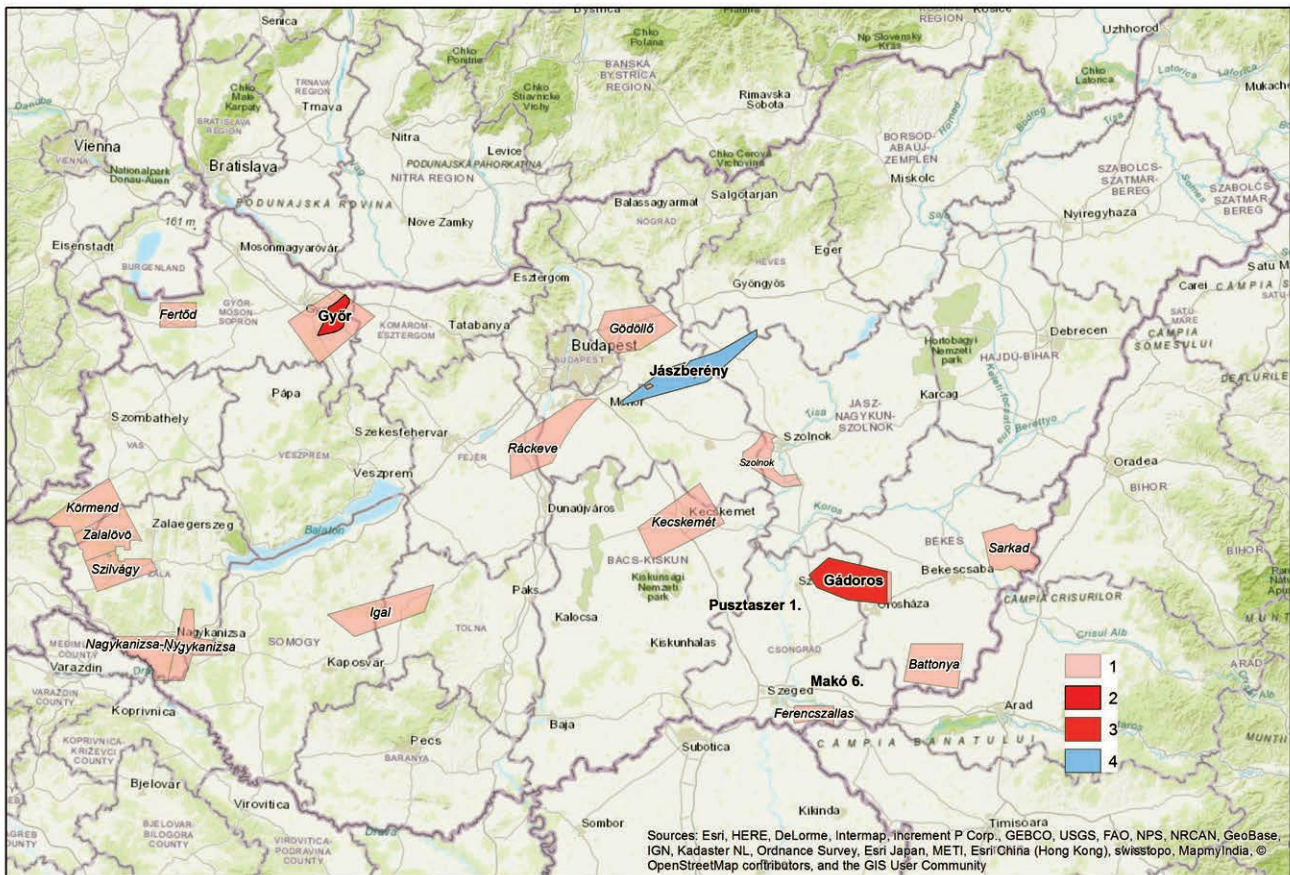
védett természeti értékre), valamint az egyes tiltások és korlátozások (környezet-, táj-, természetvédelem, vízgazdálkodás, kulturális örökségvédelem, termőföldvédelem, településrendezés stb.) tekintetében.

Noha Magyarország geotermikus adottságai elsősorban a közvetlen hőtermelésre alkalmasak, az elmúlt évtizedekben több próbálkozás is történt az aljzati tárolók geotermikus hasznosítására áramtermelés céljából. Ezek közül a legkorábbi az iklódbördőcei projekt volt, ahol a 2006–2007-ben egy magyar–ausztrál–izlandi konzorcium két meddő olajkutató fúrás termálkúttá történő átképzésével kívánt villamos energiát termelni (3–5 MW<sub>e</sub>). Bár a villamosenergia-termeléshez feltárt termálvíz hőmérséklete megfelelő volt (~140 °C), a kutak az előzetesen becsültnél kisebb hozammal bírtak, így a projekt leállt.

A geotermikus áramtermelő projektek létesítésének a 2010-től induló koncessziós rendszer adott újabb lendületet, hiszen az áramtermelésre potenciálisan alkalmas rezervoárok zöme a 2500 m-es mélységtartományt meghaladja. A Jászberényi koncessziós területen a MOL Nyrt. geotermikus leányvállalata végzett nagy volumenű földtani és geofizikai kutatásokat 2015 és 2019 között, melyek a korábbi szénhidrogén-kutatás magnetotellurikus (MT) mérésein alapultak. Megállapították, hogy a Jászberény-Ny-4 fúrás környeze-

tét, valamint az attól északra levő, tektonikai elemekkel határolt részeket kifejezetten alacsony (max. 10 ohmm) ellenállás jellemzi a medencealjzat felső részén (5. ábra). Ez a kőzetek erőteljes repedezettségére, valamint a Jb-Ny-4 fúrásban feltárt, magas sótartalmú vizet tároló medencealjzati képződmények jelentős horizontális kiterjedésére utalt (BONCZ et al 2013). Azonban a felmerült nehézségek miatt (elsősorban jelentős stabil inert gáztartalom, intenzív vízkő-kiválási hajlam, valamint a magas kútszerkezeti korrózióveszély) a tervezett 3–4 MW<sub>e</sub> beépített teljesítményű geotermikus erőmű nem valósult meg.

Sajnálatos módon ugyancsak nem lett sikertörténet a nagy nemzetközi várakozást is kiváltó, NER-300 program által támogatott battonyai EGS (Enhanced Geothermal System – Mesterségesen javított hatékonyságú geotermikus rendszer) projekt, amely Magyarország első mesterségesen fejlesztett földhőrendszere lett volna, ahol ORC (Organic Rankine Cycle – Szerves Rankine Ciklus, alacsony forráspontú szerves segédközeg segítségével termel hőenergiából áramot) technológiával, 9,8 MW<sub>e</sub> tervezett kapacitással történt volna kapcsolt hő- és áramtermelés. A kevés publikus információ hiányában tanulságként annyi fogalmazható meg, hogy a projektek elején pontosan kell definiálni, mely feltételek teljesülése szükséges a sikeres projekthez, és az ehhez



**4. ábra.** Érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati- és geotermikus koncessziós területek (2020. december 31-i állapot) (<https://map.mbfisz.gov.hu/ogre>)  
 Jelmagyarzat: 1 - Komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentés, 2 - geotermikus védőidom, 3 - koncessziós terület, 4 - koncessziós kutatási zárójelentés jóváhagyása  
**Figure 4.** Areas of complex vulnerability and impact assessment studies and geothermal concessions (as of December 31, 2020) (<https://map.mbfisz.gov.hu/ogre>)  
 Legend: 1 - Complex vulnerability and impact assessment studies 2 - geothermal protection zone 3 - geothermal concession, 4 - approval of final exploration report (in the frame of concession)

tartozó kockázat mekkora költséggel milyen mértékben csökkenthető, különösen egy még nem piacérett technológia esetében.

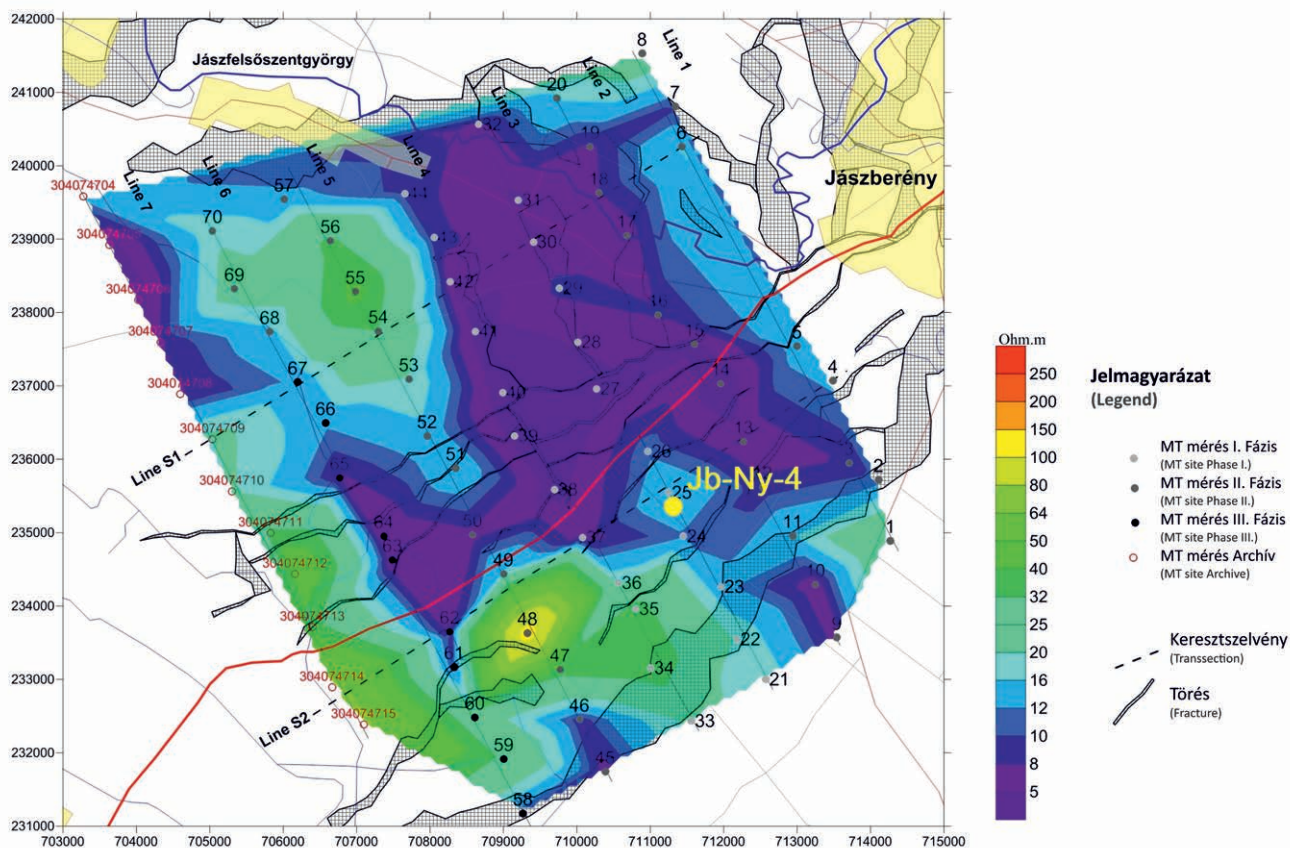
A fenti sikertelenségek ellenére Magyarország 2018-ban végre felkerült a geotermikus áramtermelő országok listájára a turai erőművel. A korábbi szénhidrogén-kutatásoknak köszönhetően jól ismert területen a felszín alatti 1500–2200 m mélységtartományban egy kiemelt triász karbonátból álló rögéből 6000 l/perc hozammal 125 °C-os termálvizet termelnek, amelyre egy 2,3 MW<sub>e</sub> kapacitású ORC technológiájú erőmű települt (NÁDOR et al. 2019a).

Geotermikus áramtermelésre (illetve kapcsolt hő- és áramtermelésre) irányuló kutatások jelenleg is több helyen folynak az országban, pl. Tótkomlós, Gádoros. Utóbbi térség bűvópatakként már többször is felbukkant az elmúlt 30 évben az 1985-ben gőzkitörést produkáló Fábiansebestyén-4 jelű kút kapcsán mint potenciális geotermikus áramtermelési projekthelyszín (ÁRPÁSI 1993, LORBERER et al. 2008, ÁRPÁSI 2015). A kréta, ill. középső triász breccsásodott dolomittárolóban a kitérés helyeként feltételezett 3881 m-be extrapolált hőmérséklet 199,6 °C, míg az extrapolált nyomás 731 bar (BOBOK & TÓTH 2010b). Az extrém túlnyomás és a magas sótartalom (24–29 g/l) miatt a rezervoár hasznosítása óriási kihívás.

Az aljzati rezervoárok geotermikus hasznosításához elengedhetetlen az utánpótlási mechanizmusuk meghatározása. VASS és szerzőtársai a repedezett aljzat és a fölöttük települt porózus összletek közötti hidraulikus kapcsolatot vizsgálták fraktálgeometria alapú DFN (diszkrét töréshálózat) modellező rendszerrel (RepSim), majd modellezték a hidraulikai és hőtranszport folyamatokat (VASS et al. 2018). A számítások eredményei arra utaltak, hogy a Pannon-medence kiemelt helyzetű, túlnyomásos metamorf régiói (M. TÓTH 2008) perspektivikusak a geotermikus energia hasznosítására, mivel az alacsony permeabilitású hát peremén beszivárgó fluidumok a hát központi részén kéményszerűen feláramlanak akár 20 °C-os pozitív hőmérsékleti anomáliát létrehozva.

## A jelen projektek

Magyarország csatlakozása az Európai Unióhoz 2004-ben széleskörű lehetőséget teremtett egyrészt a megújuló, köztük a geotermikusenergia-projektek finanszírozására (pl. KEOP pályázatok), másrészt a nemzetközi K+F+I együttműködések kiteljesítésére. Utóbbi folyamat hatására sorra jöttek létre a geotermikus energia használatát megala-



5. ábra. Ellenállás-eloszlás az aljat felszínén Jászberény térségében magnetotellurikus mérések alapján, a mérési pontok és Jászberény-Ny-4 jelű fúrás helyének feltüntetésével (eov koordináta-rendszer [m]) (BONCZ et al. 2013)

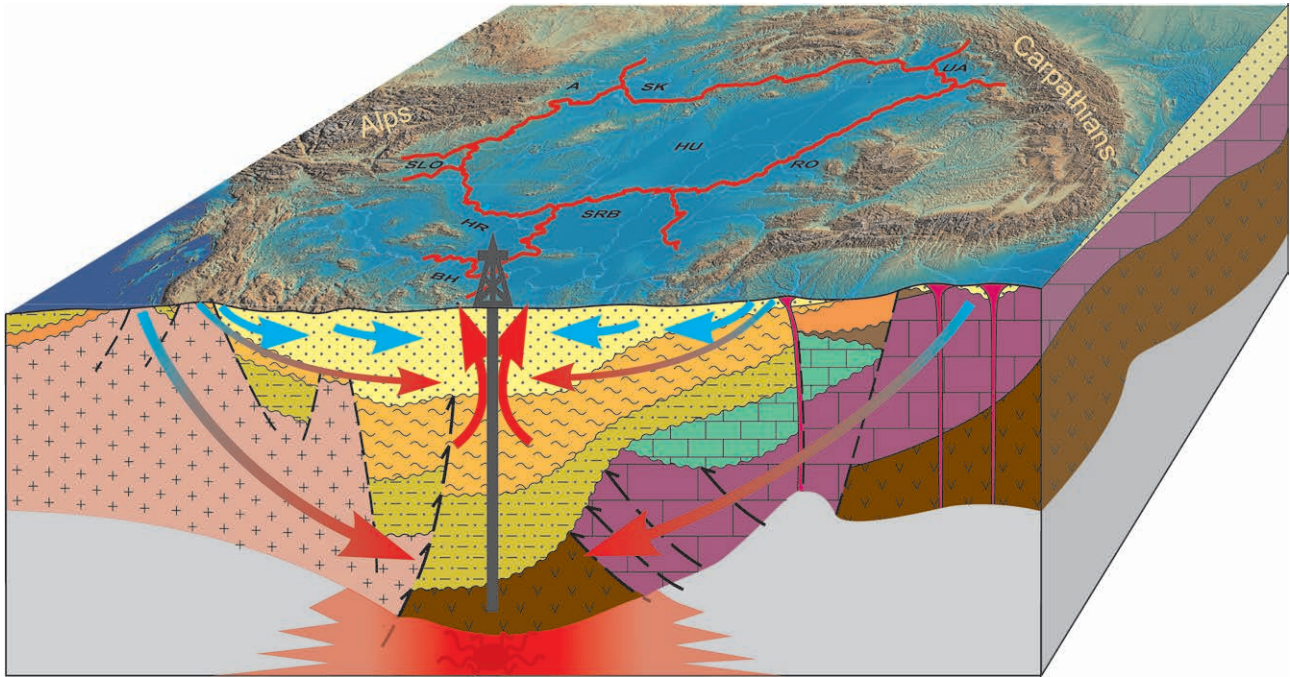
Figure 5. Resistivity distribution on the surface of the basement by Magnetotelluric survey in the vicinity of Jászberény-Ny-4 well (local coordinates [m]) (BONCZ et al. 2013)

pozó nemzetközi projektek, melyekben magyar intézmények, civil szervezetek tagként, majd projektvezetőként vettek és vesznek részt. A nemzetközi kapcsolatok kiteljesedése a hazai szakértői csoportokat becsatornázza a világ élvonalában zajló kutatásokba, lehetővé téve a határon átnyúló kutatási projektek indítását. Ennek nagy jelentősége van, mert a jelenlegi termásvíztermelés, nem beszélve a kívánt növekedésről, regionális hidrodinamikai hatást vált ki. Az utánpótlódási területek egy jelentős része a Kárpát-medencét övező peremi hegyvidékeken helyezkedik el, ahol a beszívárgó csapadékvíz a mélybe jutva felmelegszik, és a hidrosztatikai nyomásviszonyoknak megfelelően a medence arra földtanilag-vízföldtanilag alkalmas egységeiben áramlik a természetes vagy mesterséges megcsapolási pontok felé (6. ábra). A meglevő tapasztalatok igazolják, hogy különösen a határ menti régiókban egy adott ország fokozott termásvíztermelésének esetleges negatív hatásai (depresszió, hozam- és hőmérséklet-csökkenés stb.) a szomszédos országokban is jelentkezhetnek (TÓTH et al. 2010) (7. ábra), ezért regionális szinten csak egy határokon átnyúló, a szomszédos országokkal közösen kialakított gazdálkodási stratégia vezethet a termásvizek fenntartható használatához.

A határokon átnyúló vizsgálatok fontosságára, az országos földtani-vízföldtani adatbázisokra, a regionális léptékű geológiai-hidrogeológiai modellezések korábbi eredményei-

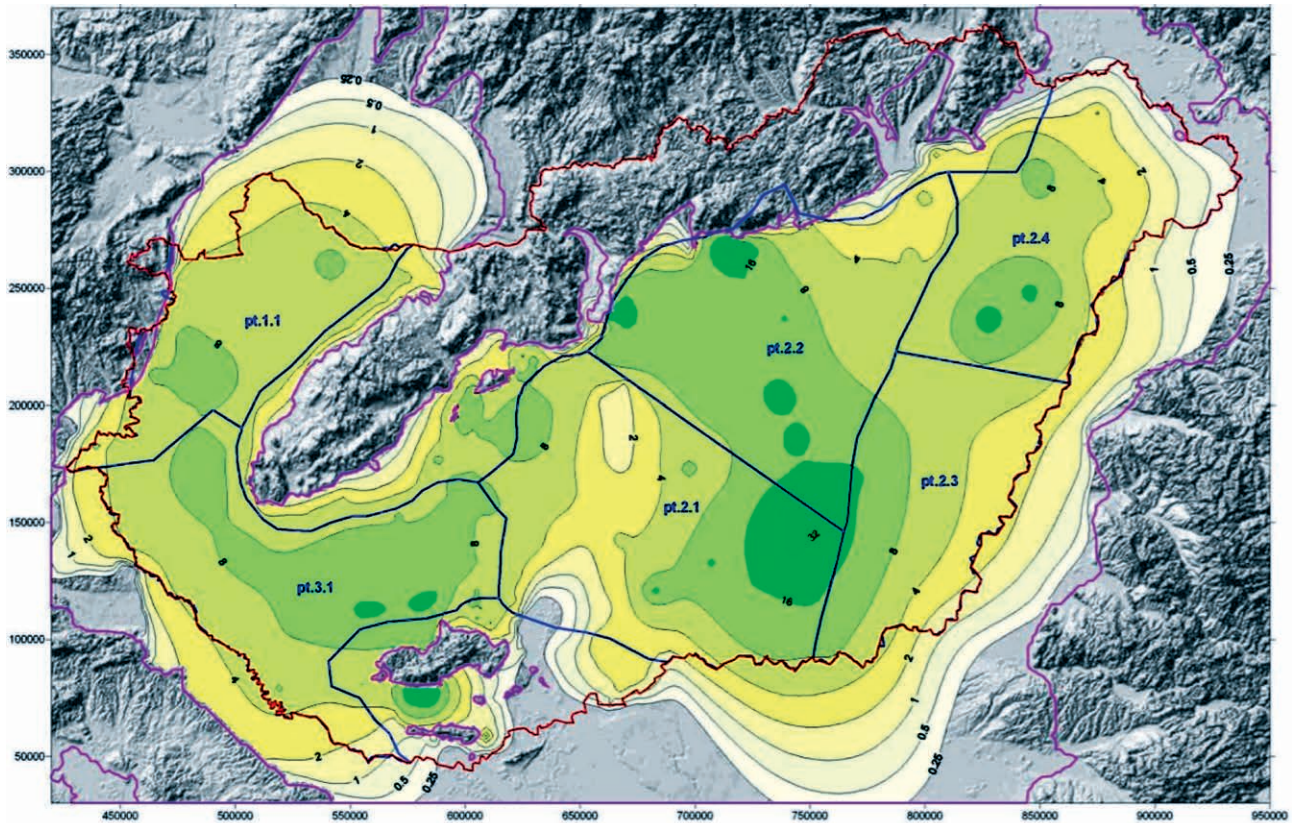
re, illetve a szomszédos országok földtani intézményeivel kialakított szoros együttműködésre támaszkodva a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat (MBFSZ), illetve jogelőd intézményei az elmúlt évtizedben több nemzetközi projektet koordináltak (T-JAM, Transenergy, DARLINGe), melyek célja a határokon átfelölő geotermikus erőforrások felmérése és értékelése volt. Ezekben elsősorban Magyarország ÉNy-i, Ny-i, illetve DNy-i, D-i és DK-i határvidékein a szomszédos országokkal közösen létrehozott földtani, hidrogeológiai és geotermikus modellekre alapozva regionális léptékben lehatárolták a potenciális geotermikus rezervoárokat (ROTÁR-SZALKAI et al. 2017, NÁDOR et al. 2019b) vizsgálták a geotermikus energia hasznosításának lehetőségeit (RMAN et al 2015, 2020), a fenntartható termásvíztermelés peremfeltételeit (NÁDOR et al. 2012, TÓTH et al. 2016, SZŐCS et al. 2018), az esetlegesen tervezett új geotermikus rendszerek egymásra hatásait, valamint a hatékonyabb termásvíz-hasznosítás lehetőségeit (NÁDOR 2019).

A fenti projektekben egy többlépcsős módszeregyüttes került kidolgozásra, amely az évek során egyre finomodott, és újabb részletekkel egészült ki. Első lépésben az adott projekt területén részletes felmérés készült a működő termásvíz-hasznosításokról, a kutak adatairól (pl. kifolyó víz hőmérséklete, hozama, a szűrőzött szakaszok mélysége, a vízadó litológiája, a felhasználás módja stb.), amelyekből nyilván-



6. ábra. A Kárpát-medence regionális határokon átnyúló termásvíz áramlásainak elvi vázlata (NÁDOR ed. 2019)

Figure 6. Schematic sketch of the regional cross-border thermal groundwater flow of the Carpathian basin (NÁDOR ed. 2019)



7. ábra. A hideg- és hévíztermelések együttes hatására létrejövő depresszió (m) a pannóniai sekélyvizi, deltaeredetű homokkő-rezervoár alján a 2000-es évek elejének kvázi permanens állapotára számítva (TÓTH et al. 2010)

Figure 7. Depression (m) at the bottom of the Pannonian shallow sandstone reservoir due to the cumulated cold and thermal water abstraction calculated for the quasi-steady state conditions of the beginning of the 21st century (TÓTH et al. 2010)

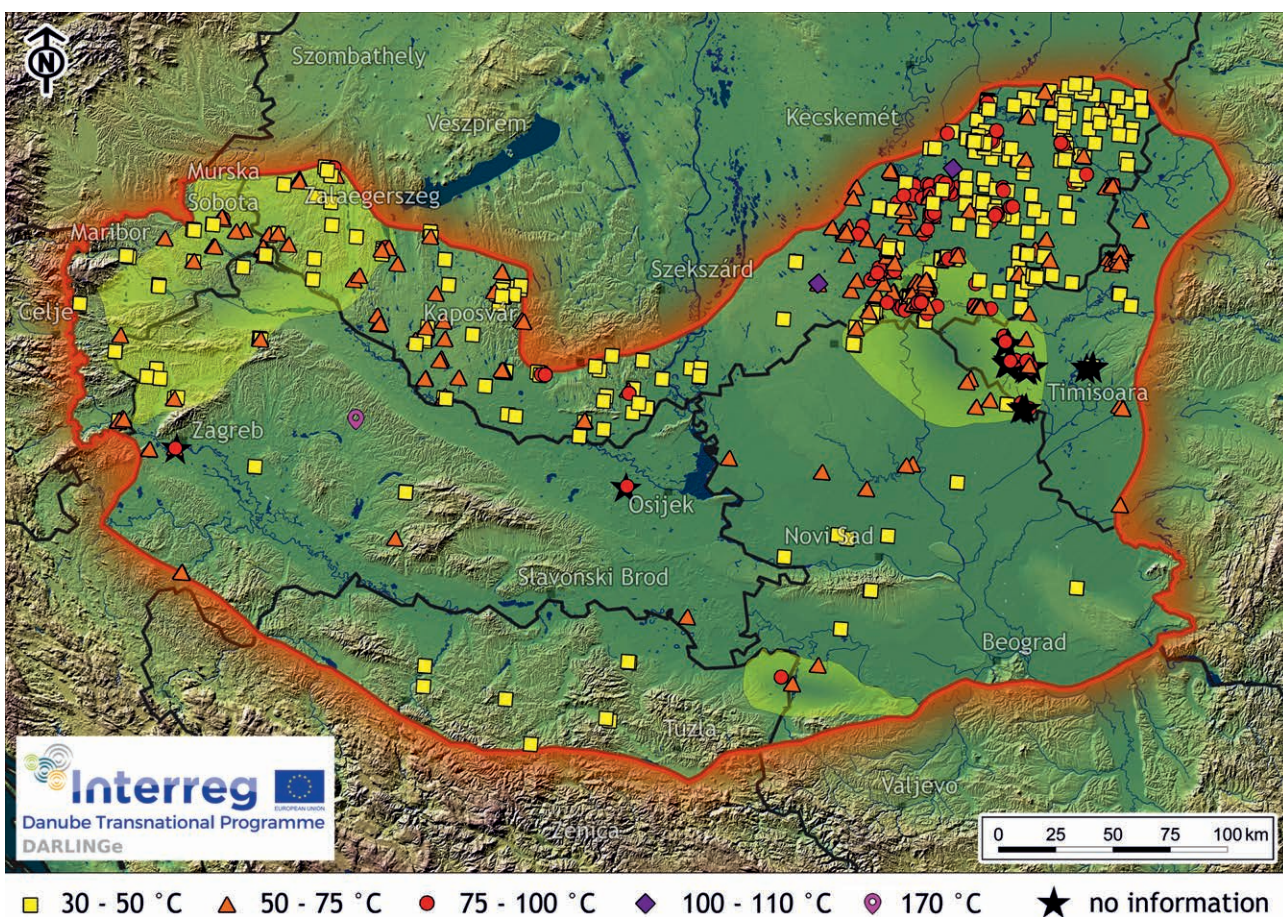


nos, a projektek honlapjain elérhető adatbázisok épültek, és amelyek az adatok sok szempontú lekérdezhetőségét és megjelenítését is lehetővé tették (8. ábra). A T-JAM-projektben 13 szlovén és 43 magyar termálkút főbb felhasználási adatai kerültek összegyűjtésre (JUHÁSZ et al. 2013). A négy országot lefedő Transenergy-projekt hasznosítási adatbázisa összesen 403 termálkút (AT: 48, HU: 259, SK: 59, SI: 37) adatait közli (RMAN et al. 2015), míg a Pannon-medence D-i határát vizsgáló DARLINGe projekt már hat ország 771 geotermikus objektumának (BH: 10 kút, HR: 6 forrás és 25 kút, HU: 606 kút, RO: 55 kút, SRB: 1 forrás, 24 kút, SI: 44 kút) részletes adatait elemezte (RMAN et al. 2020).

Ezt követően a vizsgálandó területre meghatározásra kerültek a főbb hidrosztratigráfiai egységek (a vízföldtani szempontból hasonlóan viselkedő kőzetegységek), és olyan földtani térmodellek készültek, amelyek alapján ezen egységek határoló felületei megadhatók. Ezek a mélyföldtani szintek általában a prekainozóos aljzatfelszín, a pannóniai korú mélyvízi képződmények talpát, a sekélyvízi delta üledékek talpát és a kvarter talpat jelentették, és az adott projektterület nagyságától függően 1:100 000 – 1:500 000 léptékben lettek megszerkesztve (MAROS et al. 2012). A földtani modell képezte a numerikus vízföldtani modellek vázát, amelyek segítségével megadhatók voltak a főbb nyo-

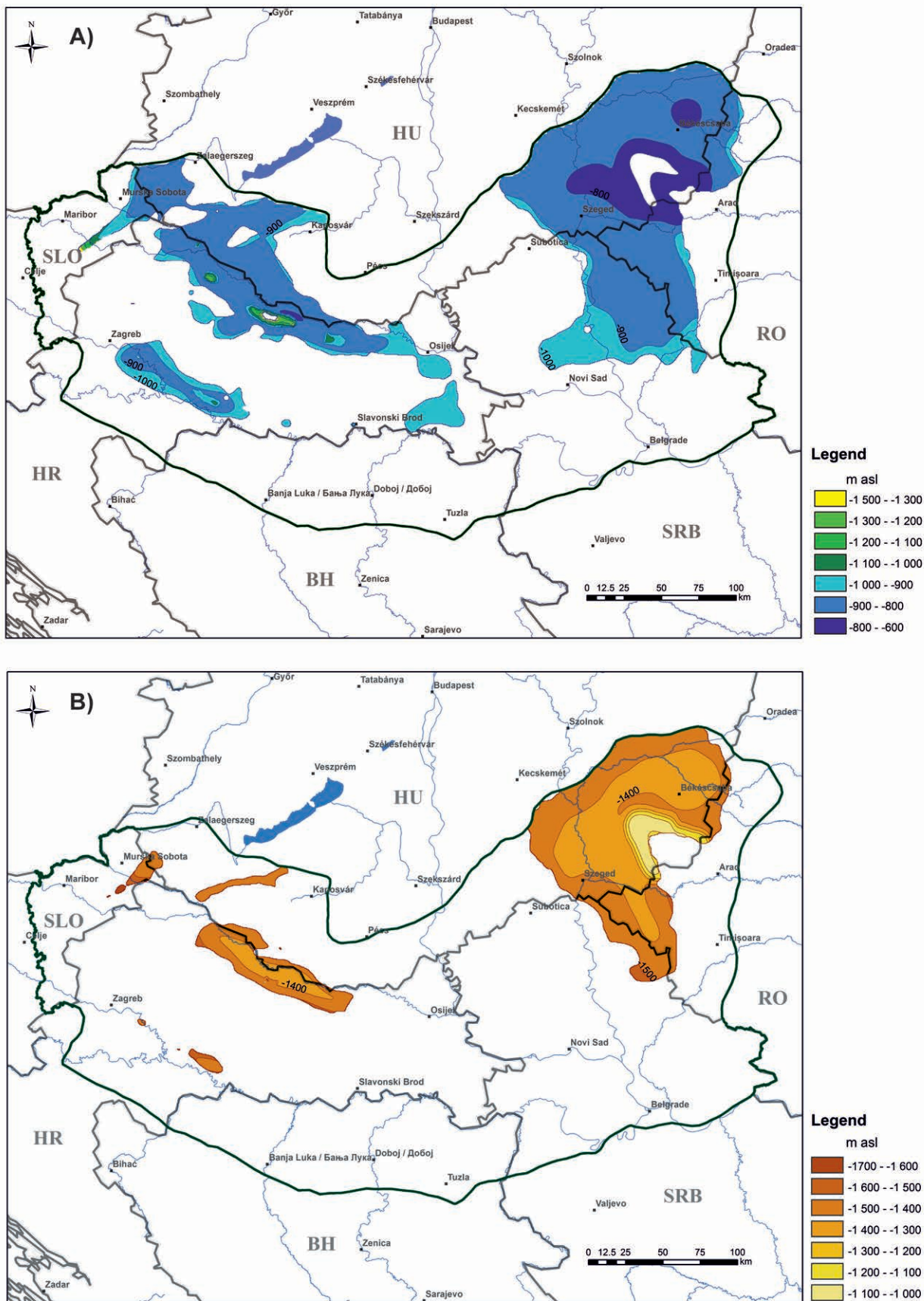
másszintek és az országhatárokon átívelő regionális áramlási pályák, valamint számszerűsíthetővé váltak az egyes vízföldtani egységek közötti vízmérleg adatok. A különböző földtani és geotermikus modellfelületek kombinációjával lehetőség nyílt a geotermikus rezervoárok főbb típusainak lehatárolására és térbeli megjelenítésére is (ROTÁR-SZALKAI et al. 2017, NÁDOR et al. 2019b) (9. ábra).

Különböző scenáriók futtatásával ezen modellek segítségével előre jelezhetők a különböző termelések jövőbeli regionális hatásai is, amelynek fontos szerepe lehet a vízgazdálkodási kérdések eldöntésében. Így például a Transenergy-projektben a modellezés kimutatta, hogy a természetes (termelés előtti) állapotban a termálvíz áramlási iránya a térségben Magyarországról Ausztria, illetve Szlovéniából és Szlovákiából Magyarország felé irányult. Ugyanakkor a jelenlegi víztermelések hatására az országhatárokon átadott vízmennyiségek valamennyi esetben jelentősen lecsökkentek, a vízszintcsökkenés mértéke a határ menti részekben 2–10 m nagyságrendű, a depressziók mélyen benyúlnak a szomszédos országokba, illetve a vízáramlás iránya is megváltozott Magyarországról Szlovákia irányába. Amennyiben egy jövőbeli ötszörös megnövelt termálvízkivétellel számolunk, akkor az országhatárok mentén jelentkező depressziók akár a 30 m-t is meghalad-



8. ábra. A geotermikus objektumok (források és kutak) kifolyó víz hőmérséklet szerinti megoszlása a DARLINGe-projekt területén (RMAN et al. 2020)

Figure 8. Distribution of outflow temperature of geothermal objects (springs and wells) on the DARLINGe project area (RMAN et al. 2020)



9. ábra. A porózus 50–75 °C (A) és 75–100 °C (B) rezervoárak tetőszintje a DARLINGe projekt területén (ROTÁR-SZALKAI et al. 2018)

Figure 9. Top bounding surface of the porous geothermal reservoirs storing thermal water 50–75 °C (A) and 75–100 °C (B) on the DARLINGe project area (ROTÁR-SZALKAI et al. 2018)

hatják, maguk után vonva az áramlási rendszer további regionális változását (TÓTH et al. 2016).

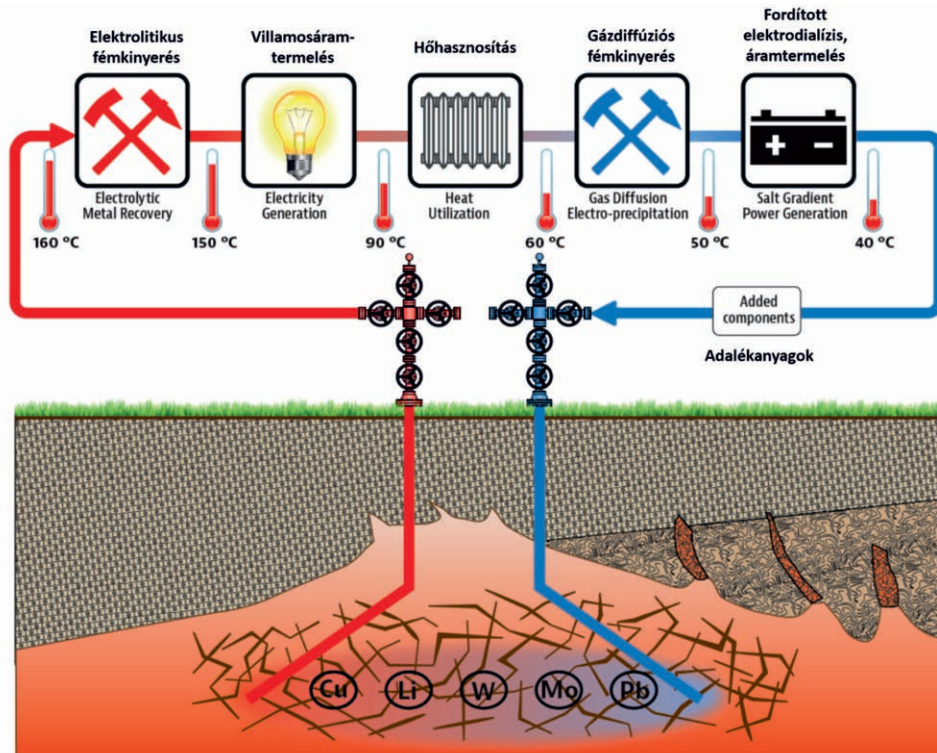
A geotermikus potenciál értékelése érdekében a földtani és vízföldtani modellek természetesen kiegészültek geotermikus modellekkel is (LENKEY et al. 2008, LENKEY et al. 2021). Ezek általában a felszín alatti hőmérséklet-eloszlásokat mutatják izotermatérképek (adott hőmérséklet mélybeli eloszlása), vagy mélység–hőmérséklet (adott mélységben érvényes hőmérséklet-eloszlás) térképek formájában. A legújabb feldolgozások eredményeiről bővebb információ található a Földtani Közöny jelen számában (LENKEY et al. 2021).

Mindezen közös földtani, vízföldtani és geotermikus modellek kialakítása csak a szomszédos országok közötti harmonizált adatok alapján volt lehetséges, ezért a modellépítéseket minden esetben hosszú adatgyűjtési és adatharmonizációs fázis előzte meg. Sok esetben komoly problémát jelentett a rendkívül heterogén adatsűrűség, az adatok eltérő minősége és megbízhatósága, valamint a korlátozott adathozzáférések. Ennek ellenére a projektekben kialakított közös adatbázisokat, az integrált értelmezések eredményeit bemutató webes térképi megoldások (<http://transenergy-eu.geologie.ac.at/>, (<https://www.darlinge.eu/mapviewer/index.html>) az egyik legnagyobb értékei az együttműködéseknek, amelyekre további kutatások is alapulhatnak.

2012–2015 között a Miskolci Egyetem Környezetgazdálkodási Intézete a KÚTFŐ (TÁMOP-4.2.2.A) projekt keretében egyebek mellett a Tokaji-hegység geotermikus adottságainak felmérését végezte. A területen található közel 700 kút és számos forrás adatait, valamint a korábbi kutatások eredményeit felhasználva összeállították a Tokaji-hegység

hidrogeológiai és vízkémiai adatbázisát. A Kéked–Szerencs törésvonal terepi mintavételezése során egy korábban le nem írt hévizes anomáliát tártak fel Korlát térségében, melyet multielektrodás geofizikai vizsgálatokkal igazoltak. A kutatócsoport elkészítette a terület kalibrált regionális hidrodinamikai modelljét. A vizsgálatok eredményeként új termálkuttak helykijelölése is megtörtént. (SZŰCS et al. 2014).

A közelmúltban zajlott kutatási projektek közül említést érdemel még az Európai Bizottság Horizon 2020 programja által finanszírozott, a Miskolci Egyetem Földtudományi Kara vezetésével és a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéke közreműködésével megvalósított CHPM2030 (*Combined Heat, Power and Metal Extraction – Kombinált hő-, elektromos áram-, fémkinyerés*) kutatás-fejlesztési projekt (<https://www.chpm2030.eu>), mely a geotermia, a fémkinyerés, hidrometallurgia határterületein kutatva újraértelmezi azt az ősrégi tudást, mely szerint a geotermikus erőforrások nem ritkán értékes ásványi nyersanyag-dúsulásokhoz kapcsolódnak. A technológia-fejlesztési projekt a nagy mélységű, hagyományos bányászati eljárásokkal nem művelhető ercdúsulásokat kívánja speciális EGS- rendszerré fejleszteni (orebody-EGS). Az elképzelés lényege, hogy a geotermikus adottságainál fogva villamosenergia-termelésre alkalmas létesítmény gazdaságossági mutatói jelentősen növelhetők, ha a villamosenergia-termelés és a hőkinyerés mellett pl. kritikus ásványi nyersanyagok, ritka földfémek felszínre hozatalával és felszíni leválasztásával javítjuk a beruházási költségek gyorsabb megtérülését (MADARÁSZ et al. 2019) (10. ábra). A projekt-koncepció az alkalmazható kioldási és réteg-stimulációs mód-



10. ábra. A CHPM-koncepció sematikus ábrája (MADARÁSZ et al. 2019)

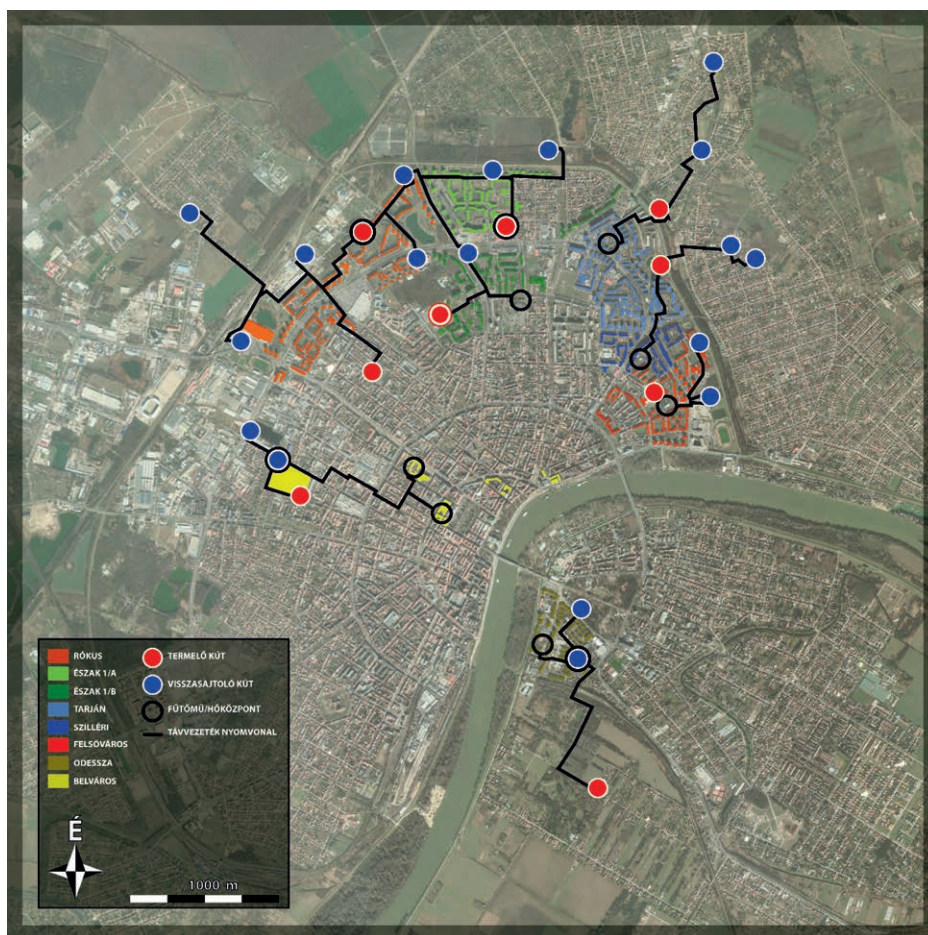
Figure 10. Schematic figure of the CHPM concept (MADARÁSZ et al. 2019)

szerek vizsgálata mellett két fémleválasztási technológia fejlesztését tűzte ki célul, azokat célzottan geotermikus kútpárok felszíni létesítményeiként alkalmazva. A feladat keretében a konzorcium 12 tagja közül, az említett magyarok mellett a Brit Geológiai Szolgálat (BGS), a VITO és a Leuveni Katolikus Egyetem (mindkettő Belgium), valamint az ISOR (Izland) képviselői az európai földtani, geotermikus adatok összegyűjtésén, rendszerezésén túl egy intenzív, szisztematikus laboratóriumi kísérleti programot hajtottak végre (OSVALD et al. 2018). A műszaki fejlesztések mellett a projekt foglalkozott a technológiai fejlesztés környezeti és gazdasági hatásainak/feltételeinek vizsgálatával is. A fémkinyerési technológia kifejlesztése és a fordított elektrodialízis elvű, másodlagos áramfejlesztési módszer felskálázását követően a projekt aktív, finanszírozott szakasza lezárult (MADARÁSZ et al. 2019). A konzorcium a pilot üzemet eredetileg 2030-ra prognosztizálta. Azonban a felvázolt technológiai kör egyes elemei önmagukban is alkalmazhatók már üzemelő geotermikus rendszerek esetén fémkinyerésre. Ugyanakkor meg kell jegyezni, hogy a laboratóriumi kísérletek félüzemi, majd ipari szintre történő „felskálázása” és az egyes technológiai elemek összekapcsolhatóságának szabályozása ko-

moly mérnöki és modellezési kihívások elé állítja a jövőben a kutatókat.

Egy másik örökzöld probléma a meddő és használaton kívüli kutak energetikai hasznosíthatósága. A Miskolci Egyetem kutatói által vezetett projekt (GINOP-2.3.2-15-2016-00010) elvégezte a vizsgált meddő szénhidrogénkutak területleptékkü energetikai értékelését, illetve kitért az erőművi/ ipari hulladékhő vagy megújulókból származó energia földtani közegben történő tárolásának hatékonyság/hatásfok vizsgálatára a Bükk-alja, Borsodi-mezőség és a Hevesi-sík mintaterületeken.

A hazánkban jelenleg folyó legnagyobb geotermikus projekt megvalósítását a Szegedi Távfűtő Kft., a Geo Hőterm Kft. és a Nemzeti Fejlesztési Programiroda Kft. alkotta konzorcium végzi KEHOP pályázati támogatással. A 2018-ban kezdődött és várhatóan 2023-ban befejeződő fejlesztés során 9 távfűtőrendszert állítanak át geotermikus üzemre. A projektben 9 termelő és 18 visszasajtoló kút mélyül az 1700–2000 m között szűrőzött pannóniai korú sekélyvízi homokrétegekbe, melyek átlagosan 80 m<sup>3</sup>/h hozammal 90 °C hőmérsékletű termálvizet termelnek (11. ábra). A 27 ezer lakás mellett 500 középület fűtési energiáját és használati



11. ábra. Épülő Szegedi Geotermikus Távhőrendszer vázlatrajza a tervezett kutak és hőközpontok helyének feltüntetésével (SZETÁV 2019)

Figure 11. Schematic map of the Szeged Geothermal District Heating System under construction with the location of the planned wells and heating centers (SZETÁV 2019)

meleg vizét biztosító, 224MW<sub>th</sub> névleges kapacitású távfűtő-rendszer a város jelenlegi legnagyobb levegőszennyezője, így a geotermikus energia használatához a gazdasági hasznon túl jelentős környezeti előnyök is társulnak. A projekt eredményeként évente közel 15 millió m<sup>3</sup> földgáz váltható ki 350 ezer GJ geotermikus energiaforrással, évi 25 ezer tonna CO<sub>2</sub>-al mérsékelve Szeged város levegőjének üvegházhatású gázterhelését. A fejlesztés hatására az érintett fűtési körök esetében kb. 70%-os, a teljes szegedi távfűtés tekintetében pedig 50%-os lesz a helyben lévő megújuló energia részaránya, így a levegő állapotán túl az ellátás biztonsága is javul (OSVALD et al. 2017).

### A futó kutatások, jövőkép

A kiemelkedő geotermikus adottságaink és az előzőekben bemutatott jelentős kutatási előzmények mellett is megállapítható, hogy a földhőhasznosítás máig nem tudott átúto szerephez jutni a megújuló energiahordozók versenyében Magyarországon. Hazánkban az energiaforrások közel 40%-át fűtésre használjuk (387 PJ/év) és ebből geotermikus energia csak 6 PJ/év (KURUNCZI 2017). A rendelkezésre álló geotermikus erőforrások jobb kihasználására számos tanulmány született, országosan (MÁDL et al. 2008), megyei bontásban (TÓTH 2016) vagy konkrét 40 éves cselekvési tervet felvázolva (MTA et al. 2015). Közös megállapításuk, hogy a jelenlegi hasznosításnál legalább egy nagyságrenddel nagyobb geotermikus energia is hasznosítható lenne gazdaságosan, fenntartható módon. A finansziális és jogszabályi akadályokon túl a hasznosítható potenciált technológiai, gazdaságossági, környezeti (fenntarthatósági) és nem ritkán társadalmi szempontok is korlátozzák. Tovább lépést – a kedvező politikai és gazdasági szabályozói környezet megteremtésén túl – a szakterületben rejlik, kiaknázatlan K+F+I lehetőségek jelenthetnek.

A jelenleg folyó hazai kutatások jelentős részben elméleti és gyakorlati jellegű technológiai fejlesztésekre, kisebb mértékben geotermikus területek kutatására irányulnak, mint például az Eötvös Loránd Tudományegyetemen MÁDLNÉ SZÖNYI Judit és munkatársai által folytatott budai termálkarszt kutatása. Összefoglaló munkájukban a fluidum fejlődéstörténetét az ásványparagenézisek tükrében vizsgálták a késő miocén fedett karbonátos állapotól, mikor még a termikus felhajtóerő vezérelte a felszín alatti vízáramlást. Eredményeik rámutatnak a jelenlegi vízáramlás aszimmetrikus jellegének okaira, a rendszer hőmérsékleti eloszlását meghatározó folyamatokra, valamint a fedőüledékek hőfelhalmozódásban betöltött szerepére (MÁDL et al. 2018).

Hasonlóan nagy volumenű a Geotermikus Budapest vízióját felvázoló tanulmány (MEKH 2020), mely komplex módon a hőszivattyús hasznosítástól a geotermikus áramtermelésig vizsgálja a főváros geotermikus energiával történő ellátását. A nagy entalpiájú hasznosításoktól eltekintve számos kiaknázatlan lehetőségre hívja fel a figyelmet a geotermikus hőszolgáltatásban. A szerzők megállapítása szerint különösen Kelenföld, Kispest és Újpest gázalapú távfű-

tő központjainál 30–50%-ban, míg Rákospalota esetében teljes mértékben kiválthatná a gázfelhasználást a termálvíz-alapú fűtés.

A geotermikus szektor számára egyik legérzékenyebb és ezért régóta kutatott terület a porózus tárolókba való visszasajtolás. Alapvető megállapítás, hogy az adott porózus rezervoár nyelőképessége párhuzamosítható vízáradékképességével, ha kútkiképzés, felszíni szűrés és üzemeltetés hármasanál meghatározott szempontok teljesülnek (SZANYI et al. 2013). Azonban a pontos feltételrendszer meghatározásához elengedhetetlen a képződmények közetmechanikai, közetfizikai és közetszöveti paramétereinek, valamint a közöttük lévő összefüggéseknek az ismerete (HORVÁTH et al. 2013). Ehhez kapcsolódóan a Miskolci Egyetem kutatói a fűrőiszap-kiszűrődés hatását vizsgálták valós magmintákon egy újonnan kifejlesztett kísérleti eszköz segítségével (VARGA et al. 2020). Új módszerükkel a permeabilitás változás mértékének meghatározása mellett a kiszűrődés mértékének időbeli változása is leírható.

Átfogóan, laboratóriumi és terepi kutatásokkal alátámasztva tervezi a visszasajtolás technológiáját fejleszteni a „Fenntartható és költséghatékony termálvíz visszasajtolás kút kiképzési technológiájának kifejlesztése” (GINOP-2.2.1-15-2017-00102) című K+F projekt, melynek célja gazdaságos, a jelenlegi hazai gyakorlatban alkalmazottnál hatékonyabb technológiák kifejlesztése és pilot projektként történő demonstrációja egy meglévő kút átalakításával, illetve egy új technológiájú kút fúrásával. Mindezzel lehetővé kívánják tenni a fenntartható geotermikus energiatermelés megvalósítását a nagy geotermikus potenciállal rendelkező, pannóniai sekélyvízi homokkövekből.

A termálvíz-hasznosítás velejárója a vízben oldott ásványok kicsapódása, ami a különböző szerelvények (szivattyúk, csövek, szelepek, hőcserélők) fokozatos eltömődése miatt a geotermikus hő- és villamosenergia-termelésben komoly gondokat okozhat. A Pannon-medence változatos fluidumai jó lehetőséget teremtenek a vízkőkiváláshoz vezető folyamatok megértéséhez. BOCH et al. (2016) megállapították, hogy a csővezetékek korrodált rétege meghatározó szerepet játszik az ásványcsírák képződésénél.

A vízkőkiválás okait a tároló képződmény oldaláról vizsgálták a Szegedi Tudományegyetem munkatársai, a Szeged térségében futó geotermikus projekt furadékanyagait és vízkőkiválásait elemezve (VARGA et al. 2019). Ehhez a pannóniai sekélyvízi homokkőtároló és a dominánsan NaHCO<sub>3</sub> típusú termálvizek egymásra hatását vizsgálták integrált ásványtani, közettani és vízkémiai módszerekkel. Fő megállapításuk, hogy az intenzív vízkőkiválásnak a nem hagyományos sziliciklasztos homokkőtároló ásvány-közzetani összetétele lehet lehet az oka, a szemcsék között ásványtanilag éretlen dolomit és mészkő fragmentumok találhatóak, melyek aránya elérheti a 20–25%-ot.

Geotermikus energiát fluidumtermelés nélkül is lehet hasznosítani, különösen kis hőigény esetén. Fontos megemlíteni, hogy a sekély mélységű (Magyarországon általában 100 m) földhő szivattyús rendszerek világszerte a geotermikus technológia legsikeresebb piaci termékei, jelenleg a

globális beépített kapacitás 77,547 MW, az energiatranszmisszió pedig közel 600 PJ/év (LUND & TÓTH 2020). A geotermikus hőszivattyús technológia magyarországi alkalmazása messze a lehetőségek mögött kullog annak ellenére, hogy KOMLÓS Ferenc évtizedekig érvelt a hasznosítás kiszélesítése mellett (KOMLÓS et al. 2009). Bár a hőszivattyús rendszerek teljesítménye általában  $kW_{th}$  nagyságrendű (ÁDÁM et al. 2019), léteznek nagy teljesítményű földhőszondás hőszivattyús rendszerek, mint a pápai katonai repülőtérén, ahol NATO-beruházás keretében az ország legnagyobb sekély geotermikus rendszere készült el 270 db 100 m-es szondával, melynek fűtési teljesítménye 1,65  $MW_{th}$ , míg hűtési teljesítménye 0,72  $MW_{th}$  (<https://hgd.hu/hu/referenciak/magyarorszag-legnagyobb-hoszivattyus-foldhoszondas-rendszere-papa-bazisrepuloter-nato>). Ugyanakkor nagyobb mélységből, akár több ezer méteres mélységből is lehetséges zárt rendszerben hőt kinyerni. Ha egy béléscsővezetett mélyfúrású kutat alul, perforálás nélkül lezárunk, akkor a koaxiálisan beépített termelőcső és a béléscső közötti gyűrűs térben áramlik lefelé a felmelegítendő víz. Mivel a kút környezete a mélység mentén egyre melegebb, az áramló víz útja során fokozatosan felmelegszik, miközben a kút körülvevő kőzeteket lehűti, majd a termelőcsővön feláramlik. Egy ilyen módon kiképzett 2000 m mély geotermikus energiát termelő, zárt rendszerű kút hőmérséklet-viszonyainak számítására dolgozott ki analitikus, szemianalitikus megoldást BOBOK & TÓTH (2007). Számításuk szerint a pannóniai korú rétegekre mélyített, koaxiális kiképzésű kút csak hőszigetelt termelőcsővel és hőszivattyúval kiegészítve működtethető gazdaságosan. Fenti metodika eredményeit felhasználva KALMÁR és munkatársai (2020) kalibrált numerikus módszert fejlesztettek ki a nagy mélységű hőcserélők (Deep Borehole Heat Exchanger) műszaki és pénzügyi megvalósíthatóságának tanulmányozására vákuumszigetelt termelőcsövek használata esetén. A kalibrált numerikus módszerrel lehetővé vált a természetes konvektív tömegáram szimulációja 40 °C/km-től 60 °C/km-ig terjedő geotermikus gradiensek között. A tanulmány alapján a felvázolt nagy mélységű hőcserélő rendszer megvalósítása gazdaságilag nyereséges projektet eredményezhet, ha a befogadó távhőrendszer elég nagy a folyamatos üzemhez, azaz az éves teljes értékesített hőmennyiség eléri a 25 000 GJ-t.

A geotermikus K+F tevékenység egy új iránya a más iparágakban már bizonyított, nagy teljesítményű lézerek kútkiképzésre, kútjavításra, karbantartásra történő használata. A lézeres fúrási egység egy speciális felszíni, nagy teljesítményű lézergenerátorból és egy kútban lévő lézerfejből áll, melyeket páncélozott optikai szál köt össze. A lézernyaláb nitrogénbuborékban végzi a munkáját, ez nyomja el a kútban lévő fluidumot a fej elöl, és söpri ki a képződő olvadékokat (BAJCSI et al. 2015). A nagy teljesítményű lézeregység (6–24 kW), kialakításától függően, alkalmas vágásra, perforációképzésre, kis átmérőjű laterális fúrások készítésére és a kútban lévő ásványkiválások eltávolítására. Az új, lézeres kútmunkálási technológia alacsony karbantartást igényel, nem tartalmaz semmilyen mechanikus alkatrészt vagy bármilyen vegyi anyagot, miközben in situ, valós idejű vissza-

csatolást kínál az optikai szálon keresztül (videójel és spektroszkópia) az eszköz kezelőjének (<http://www.zerluxhungary.com/laser-pipe-cutter>). KOVÁCS és munkatársai (2014) pannóniai korú homokkő magmintákon vizsgálta a lézeres fúrás környezetének áteresztőképesség-változását. Megállapították, hogy a lézerral kezelt furat falán képződő kőzetüveg és a félig olvadt szemcsék egy mesterséges szűrőrendszert hoznak létre (szintereződés), mely a folyadékok és gázok számára átjárható, míg a szilárd részecskékkel szemben szűrőhatású, ezzel megakadályozva a homokolódást. Továbbá mérésekkel igazolták, hogy a lyukfal áteresztőképessége növekedett a hőhatás okozta repedések miatt. Az új technológia alkalmazása elősegítheti a visszasajtoló kutak nyelő-képességének növelését. A vizsgálatok járulékos eredménye, hogy a lézer okozta hősokk a kőzetekben mikrorepedéseket generál, így a technológia alkalmas lehet mechanikai rétegstimulációra például EGS-rendszerek esetén. A CHPM2030-projekt keretében a lézerral kezelt kőzeteken végrehajtott kőzetmechanikai vizsgálatok a feltételezést alátámasztották (SZANYI et al. 2017).

Általános vélekedés a nemzetközi geotermikus fórumokon, hogy a geotermikus energiahasznosítás jövőbeli sikerét az EGS-technológia tökéletesítése jelentheti (TESTER et al. 2006, RYBACH 2010). A nagy mélységű, magas hőmérsékletű EGS-rendszerek elterjedését azonban még számos kihívás nehezíti. A technológiával szemben fel-fel lángoló – gyakran megalapozatlan – társadalmi ellenállást leszámítva is komoly gazdasági, befektetői kockázatot jelent az EGS-rendszerek telepítése és üzemeltetése. A rendkívül magas kezdeti beruházási költségek és a földtani, műszaki kockázatok jelentősen visszafogják a beruházási kedvet, még akkor is, ha a sikeres beruházás esetén a megtérülés garantálható.

Az European Technology Platform for Deep Geothermal (ETIP-DG) szakmai szervezet meghatározó szerepet tulajdonít a kutatás-fejlesztésnek, és a jövő szempontjából kulcsfontosságú eredményeket vár az innovációs projektektől. A 2018-ban publikált kutatás-fejlesztési jövőképben (ETIP-DG 2019) releváns fókuszterületként az alábbi témákat jelöli ki:

1. A nagy mélységű, komplex földtani rendszerek jobb megismerése nagy felbontású és költséghatékony feltárási módszerek/eszközök segítségével.
  2. A hőkihozatal növelése a fúrási technológiák termelékenységének, a kútkiképzés, szenzor- és monitoring technikák korszerűsítése által, azok magas hőmérsékleti és nyomásviszonyokra alkalmas megoldásainak kifejlesztése révén.
  3. A hőkinyerés és villamosenergia-termelés optimalizálása, hálózatba integrálása, hibrid rendszerekbe történő integráció.
  4. A K+F eredményeken túlmutató környezeti, szabályozói és társadalmi akadályok lebontása európai és globális léptékben.
  5. Tudásmegosztás (adatharmonizáció, koordinált adat- és információáramlás, megosztott infrastruktúra kiépítése).
- Valamennyi fenti témában biztató hazai eredmények (pl. innovatív kútkiképzési technológiák), komoly poten-

ciólok, és kiaknázatlan lehetőségek vannak a geotermikus szakmában.

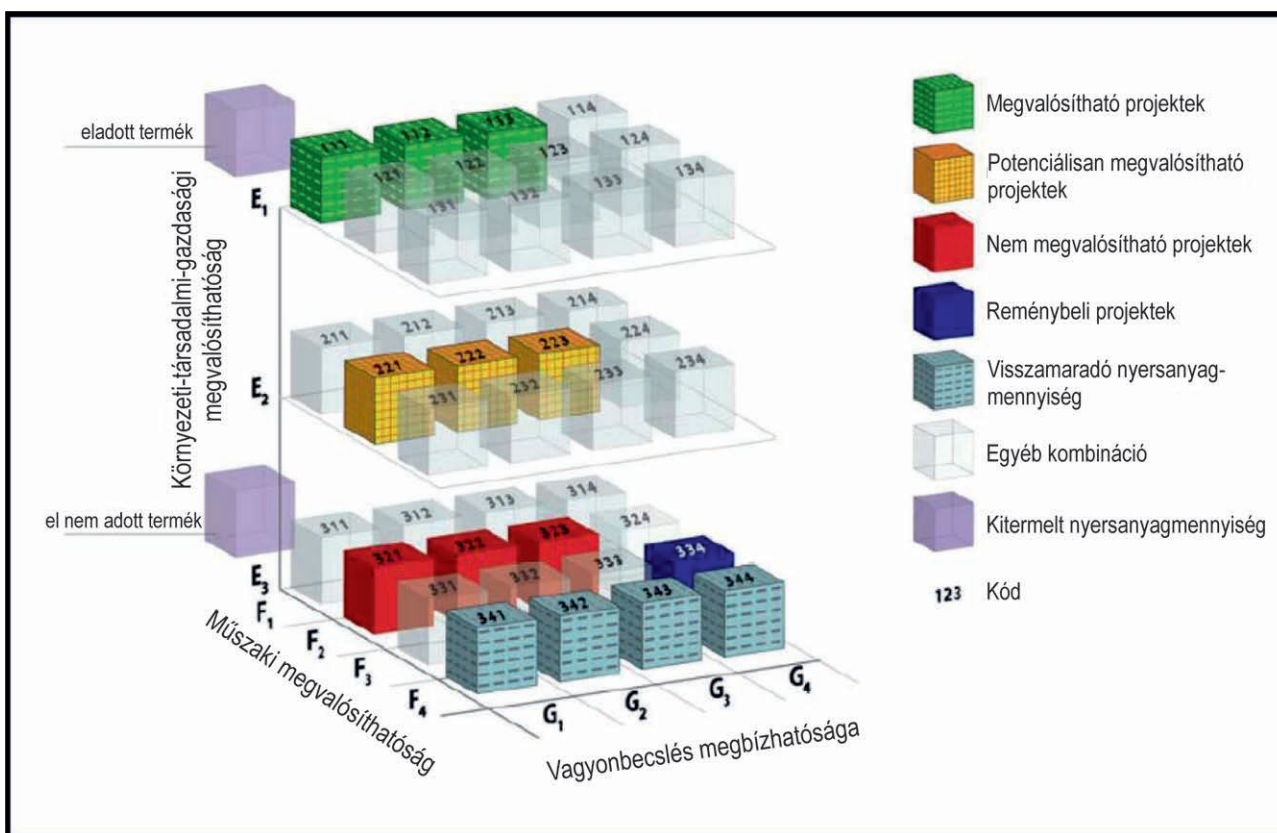
Egy innovatív, robusztus, stimulációs EGS-technológia kifejlesztése a célja az USA és EU kutatók – köztük magyar kutatók – részvételével zajló nemzetközi kutatási együttműködésnek, mely hatékonyabbá tenné a hőcserélő felület kialakítását és a fluidum cirkulálását (Robust Engineered Geothermal System – REGS). A projekt sikeres laboratóriumi fázisa lezárult, jelenleg a terepi tesztek előkészítése zajlik (DANKO et al. 2019).

A jövőbeli geotermikus projektek felfutása szempontjából a fentiekben említett K+F+I szempontok mellett a befektetők számára két további fontos aspektus van: a különböző projektek összevethetősége és a kockázatok minimalizálása. Előbbi feladat megvalósítását tűzte ki célul az a nemzetközi kutatócsoport, amely az Egyesült Nemzetek Szervezete által kidolgozott ásványvagyon osztályozási módszertan (kódneve: UNFC-2009) geotermikus energiára történő adaptálását végezte el (ECE 2013, EGRC 2014), és amelynek kialakításában, nemzeti esettanulmányok kidolgozásában a hazai kutatók a kezdetektől fogva részt vettek (ECE 2016, 2017). A módszertan felülvizsgálatára 2020-ban került sor (ECE 2020). A UNFC osztályozás alapja egy háromdimenziós rendszer, melynek tengelyei az adott projekt gazdasági-társadalmi életképességét, illetve a szabályozási környezetet és a környezeti aspektusokat (E tengely), a projekt műszaki megvalósíthatóságát (F tengely), valamint a vagyonbecslés megbízhatóságát

(G tengely) jellemzik. A G kategóriák megfeleltethetőek a rezervoár modellezésben is gyakran alkalmazott valószínűségi becslési módszertan (pl. Monte Carlo szimuláció) P90, P50, P10 értékeinek. E tényezők alapján az előzetesen meghatározott (számszerűsített) nyersanyagmennyiség egy háromjegyű kóddal jellemezhető (E, F, G kategóriák), amely nyelvtől és szóhasználatától függetlenül használható bárhol a világon (12. ábra). Az adott kategóriákkal jellemezhető osztályokba történő besorolás egy megadott időpontra vonatkozik, így az adott E, F, G kategóriák besorolása a projekt életciklusa során (pl. kutatás/kitermelés) értelemszerűen változik. Az elmúlt években több kísérlet is történt a UNFC osztályozási rendszer hazai alkalmazhatóságának tesztelésére (NÁDOR 2016, NÁDOR & ZILÁHI-SEBESS 2016) a frissített módszertan (UNFC-2019) tesztelése jelenleg is zajlik.

A másik fontos kérdéskör, amely a jövőbeli geotermikus projektek számának növekedése szempontjából meghatározó, a geotermikus energia kutatási és kitermelési kockázatainak csökkentése, illetve a fennmaradó kockázatok kezelése. A kockázati elemek (földtani, fűréstechnikai, környezeti, jogi stb.) közül is a legjelentősebb a földtani kockázat, amely a felszín alatti tér ismertségének bizonytalanságából adódik.

Noha Magyarország mélyföldtani és geotermikus viszonyai a több ezer földtani mélyfúrásnak és szénhidrogén-kutató fúrásnak, a közel 1700 aktív, illetve inaktív termálkútnak és azok részletes hidrogeológiai adatainak, a több tízezer km<sup>2</sup> 2D szeizmikus szelvénynek és sok ezer km<sup>2</sup> 3D szeizmi-



12. ábra. A UNFC-2019 osztályozási rendszer (ECE 2020)

Figure 12. The UNFC-2019 classification scheme (ECE 2020)

kus adattömbnek, a nagyszámú egyéb geofizikai mérésnek (karotázások, magnetotellurikus mérések stb.) köszönhetően világviszonylatban is jól ismertnek mondhatók, a geotermikus energia kutatása és kinyerése továbbra is kockázatos tevékenységnek számít. Különösen igaz ez a nagyobb mélységben elhelyezkedő karsztos repedezett tárolók feltárására, ahol a magas hőmérséklet mellett egy nagy permeabilitású törésvonal pontos megtalálása is alapvető a szükséges vízhozamok biztosításához (lásd pl. a sikeres miskolci és győri projektek).

A geotermikus projektek esetén a hosszú (minimum 30–50 év) élettartam mellé általában hosszú megtérülési idő tartozik (12–15 év). A magas kezdeti tőkeigényhez (költséges kutatások és mélyfúrások), ugyanakkor alacsony és jól tervezhető működési költségek tartoznak. A geotermikus kockázatkezelés egyik fő paradoxonja, hogy a kutatási fázis a legdrágább (költséges kutatási módszerek, valamint az első mélyfúrás lemélyítése), és kedvezőtlen módon egyben a legkockázatosabb is, hiszen az első kutatófúrás sikerességét kezdetben még nagymértékben befolyásolja a felszín alatti térrész ismeretlen volta. A helyzet hasonló a szénhidrogén-kutatáshoz azzal a különbséggel, hogy a sikeres geotermikus projekt esetén is a befektetett tőke megtérülése (*ROI – Return on Investment*) sokkal lassabb, mint a szénhidrogén esetében, továbbá a befektető – gyakran a hasznosító maga – legtöbbször ezzel az egy projekttel rendelkezik, azaz nincs lehetősége más nyereséges projektekből kitermelni az esetlegesen sikertelen projektbe fektetett összeget. Ezen okok miatt nagy tőkeigényű és magas kockázatú geotermikus projektek kivitelezésébe kevés befektető vág bele, illetve ugyanezen szempontok alapján pénzügyi intézetek sem szívesen nyújtanak hiteleket ilyen projektekhez. Ezen felismerés alapján Európa több országában már sikeresen működnek geotermikus kockázatkezelő garanciaalapok (BOISSAVY 2020). Működésük sarokpontja, hogy a biztosítási szerződés megkötésekor a projektfejlesztő és a kockázati alapkezelő/biztosító részletesen rögzítik – több egyéb mellett – a sikeresség/sikertelenség kritériumait és a fedezet mértékét. A biztosítási szerződéskérelmek elbírálása, illetve a konkrét káresemények biztosítási ügyintézése független külső szakértők tevékenységén alapul, bár az alap működtetését állami szervek felügyelik. A biztosítási összeg folyósítására akkor kerül sor, ha a fúrás az előzetesen meghatározott technikai paramétereket (elsősorban elvárt hozam és hőmérséklet) nem, vagy csak részben produkálja.

Jelenleg a magyar kormány is megtette az első lépéseket egy ilyen alap felállítására. A hazai geotermikus garanciaalap kezelői rendszer kialakítása, az ezt támogató szakértői testület felállítása minden bizonnyal az elkövetkező évek egyik legnagyobb szakmai kihívása lesz. Itt jegyezzük meg, hogy a geotermikus projektek kockázatának nemzeti szintű kezelése először Svájcban merült fel több mint 30 évvel ezelőtt (RYBACH et al. 1988, RYBACH 2005)!

A geotermikus projektek földtani kockázata nagymértékben csökkenthető a felszín alatti térrész ismeretességének növelésével. Ebben nagy előrelépést jelent a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat munkatársai által 2020-

ban elkészített Országos Geotermikus Rendszer (OGRe) amely egységes szerkezetben, egy könnyen kezelhető és mindenki számára elérhető internetes felületen keresztül szolgáltat áttekinthető léptékű, hiteles és naprakész földtani, vízföldtani, geofizikai információkat, adatokat az ország geotermikus energiavagyonával kapcsolatban magyar és angol nyelven (<https://map.mbfisz.gov.hu/ogre>). A portál fő részét képező interaktív webes térképi rendszer alapvetően különböző, ebből a célból speciálisan szerkesztett országos térképek (pl. a legjelentősebb termálfúvó képződmények mélybeli elterjedését határoló földtani szintek, a hőmérsékletviszonyokat jellemző izoterma térképek, a különböző típusú potenciális geotermikus rezervoárok mélybeli elterjedését mutató térképek stb.); pontszerű elemek (pl. hévízkutak, egyéb fúrások, már megvalósult geotermikus projekt helyszínei stb.); illetve területi sokszögek (pl. termálfúvótertek, koncessziós területek stb.) halmazából áll, amelyek különböző tematikus rétegcsoportokba rendezve tetszés szerint jeleníthetők meg, illetve egymással kombinálhatók.

### Következtetések

A geotermikus energia megbízható, időjárás-független, helyben rendelkezésre álló, részlegesen megújuló energiaforrás. Használatához jelentős gazdasági és környezeti előnyök társulnak különösen fűtés, hűtés terén. Hazánk energiamegterjedésében a fűtés-hűtési célú energiafelhasználás túlnyomó része, közel 90%-a földgáz alapú. Mivel Magyarország geotermikus adottságai kiválóak – különösen hidrotermális rendszerek telepítésére – a geotermikus energia fokozott hasznosításával számottevően csökkenthető lenne a földgázimport (KURUNCZI 2017). A mély geotermikus potenciál Magyarországon óvatos becslések szerint is 65–70 PJ/év, míg a sekély mélységű, hőszivattyús technológia további 30–40 PJ/év mennyiségű földhő hasznosítási lehetőségét prognosztizálja (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2012). Ezt összevetve a jelenlegi 6 PJ/év körüli geotermikusenergia-hasznosítással egyértelműen kijelenthetjük, a hazai fűtés-hűtés üzletágban a sekély és mély geotermikus energiának kulcsszerepe lehet, amit a Nemzeti Energiastratégia is hangsúlyoz.

A geotermikus energia hordozóközegét jelentő termálfúvókészleteink viszont végesek. A termelést csak úgy lehet fenntartható módon fokozni, ha a lehűlt vizet a rezervoárba visszasajtoljuk. Ugyanakkor a geotermikusenergia-felhasználás növelése a jelenlegi hasznosítási hatékonyság javításával, a kaskád rendszerek elterjesztésével is nagymértékben elősegíthető.

Hazánk földtani adottságai lehetővé teszik villamosáram-termelő erőművek létesítését is, melyek 1 MW<sub>e</sub> villamos áram előállításánál során kapcsoltan kb. 4–8 MW<sub>th</sub> hő képesek szolgáltatni. A villamosáram-termelésre alkalmas, 120–130 °C-nál magasabb hőmérsékletű hévíztározók zömével 2500 m-nél mélyebben találhatóak, ezek hasznosítása koncesszió keretében lehetséges. Fontos megjegyezni, hogy gazdasági és környezeti értelemben fenntartható geotermikus projekthez három tényezőnek kell együttesen teljesülnie:



alkalmas földtani, hidrogeológiai adottságok, megfelelő méretű és szerkezetű (hő)piac, valamint stabil, kiszámítható gazdasági, jogi környezet. Az első kettővel rendelkezünk, míg utóbbi tekintetében még van hová fejlődünk. Gazdasági szempontból a kockázati alap folyamatban lévő létrehozása jelentősen javíthatja a geotermikus szektor tőkevonzó képességét.

A hazai kutatások eredményessége végső soron a sikeres projektek létrejöttében nyilvánul meg, melynek meghatározó további feltétele a széles körű kivitelező és szerviz szektor megléte. Sajnos a hazai geotermikának ez a lába sánta. Bár vannak felkészült, fejlődésre képes építő-szolgáltató vállalkozások – melyeknek a bemutatott sikeres projekteket köszönhetjük – a rendszerváltást követően ezen a téren inkább leépülés volt tapasztalható. A hazai geotermikusenergia-potenciál jobb kihasználásához nagy szükség lenne a fűrésszel, kútkiképzéssel, korszerű üzemeltetéssel foglalkozó, a világ élmezőnyébe tartozó felszíni és felszín alatti technológiákat fejleszteni és alkalmazni képes

vállalkozások támogatására. Továbbá egy olyan állami vagy képviselői joggal felruházott civil szervezetre, mely probléma esetén képes széles körű segítséget nyújtani a geotermikus energiát hasznosítók számára, különösen önkormányzatok esetén. Nagy lehetőség rejlik a szénhidrogén-ipar és a geotermikus szektor szorosabb együttműködésében, főleg a tapasztalatok átadásában és az adatbázisok összehangolásában. Szerencsére ezen az úton már elindultunk, reményeink szerint jó irányba! Ha már jeles elődeink, korukat megelőzve, Magyarországot Európa geotermikus energiát hasznosító mintaadójává tették, ezt az imázst újra kell építenünk.

### Köszönetnyilvánítás

Hálás köszönetünket fejezzük ki RYBACH Lászlónak, LEMBERKOVICS Viktornak és az anonim lektornak, valamint SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek értékes tanácsaikért.

### Irodalom – References

- ÁDÁM B., SZANYI J., BENCsik A., BOZSÓ G. & PINJUNG, ZS. 2019: A decentralizált geotermikus hőellátás és a hőszivattyúzás aktuális kérdései. – *Magyar Tudomány* **180/12**, 1808–1821. <https://doi.org/10.1556/2065.180.2019.12.7>
- ÁDOK J. 2012: Geotermikus fűtési rendszerek az önkormányzatok szemszögéből, egy működő rendszer tapasztalatai. – „A geotermikus alapú távfűtő rendszerek elősegítése Európában – GeoDH” projekt nemzeti munkaiülése, 2012. december 3., Budapest.
- ALFÖLDI L. 1965: Budapest hévízkutatási kérdései. – *Vízügyi Közlemények* **47/3**, 304–327.
- ALFÖLDI L. 1981: A budapesti geotermikus rendszer áramlási modellje. – *Hidrologiai Közlemények* **61/9**, 397–403.
- ALFÖLDI L. & KAPOLYI L. (szerk.) 2007: *Bányászati karsztvízszint süllyesztés a Dunántúli középhegységben*. – Magyar Tudományos Akadémia, Földrajztudományi Kutatóintézet, 138 p. ISBN 978-963-9545-15-1
- ALMÁSI, I. 2001: Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. – *PhD thesis*, University of Alberta, Canada, 312 p.
- ALMÁSI, I. & SZANYI, J. 2021: Hydrogeology of the Pannonian Basin. In: CHERRY, J. (ed.): *The Groundwater Project and eBooks – Important Aquifer Systems Around The World*. (in press)
- ÁRPÁSI M. 1993: Az ország geotermális lehetőségeinek felmérése – különös tekintettel az olajipar érdekeltiségeire. – *Tanulmány*, MOL Rt.- OGIL, Budapest, 175 p.
- ÁRPÁSI M. 2015: Geovillamos áramtermelés – Forrásoldali lehetőségek Magyarországon. 88 p. <https://docplayer.hu/2757779-Arpasi-miklos-geovillamos-aramtermeles-a-forrasoldali-lehetosegek-magyarorszagon-2015-majus.html>
- BAJCSI, P., BOZSÓ, T., BOZSÓ, R., MOLNÁR, G., TÁBOR, V., CZINKOTA, I., M. TÓTH, T., KOVÁCS, B., SCHUBERT, F., BOZSÓ, G. & SZANYI, J. 2015: New geothermal well-completion and rework technology by laser. – *Central European Geology* **58/1–2**, 88–99. <https://doi.org/10.1556/24.58.2015.1-2.6>
- BÉLTEKY, L. et al. (szerk.) 1965, 1971, 1977: Magyarország hévízkútjai. – Hévízkútkataszter I–III. VITUKI kiadása, Budapest.
- BOBOK, E. 2012: Comparison of geothermal energy production technologies. – *Geosciences & Engineering* **1/1**, 29–35.
- BOBOK E. & TÓTH A. 2007: Geotermikus energiatermelő rendszerek hőveszteségeinek minimalizálása. – *OTKA-42785 kutatási zárójelentés*.
- BOBOK E. & TÓTH A. 2010a: A geotermikus energia helyzete és perspektívái. – *Magyar Tudomány*. **171/8**, 926–936.
- BOBOK E. & TÓTH A. 2010b: *Tűlnyomásos tárolók művelésének lehetőségei*. – Miskolci Egyetem, Gázmérnöki Intézeti Tanszék kiadványa 14 p.
- BOCH, R., SZANYI, J., LEIS, A., MINDSZENTY, A., DEÁK, J., KLUGE, T., HIPPLER, D., DEMÉNY, A. & DIETZEL, M. 2016: Geothermal Carbonate Scaling: Forensic Studies Applying High-Resolution Geochemical Methods, – In: *[European Geothermal Energy Council] (szerk.) European Geothermal Congress 2016, Bruxelles, Belgium: European Geothermal Energy Council*, Paper: S-GC-111, p. 10.
- BOISSAVY, C. 2020: Report reviewing existing insurance schemes for geothermal. – *GeoRISK project*. [https://www.georisk-project.eu/wp-content/uploads/2020/02/D3.1\\_Report-reviewing-geothermal-risk-mitigation-schemes-v2.pdf](https://www.georisk-project.eu/wp-content/uploads/2020/02/D3.1_Report-reviewing-geothermal-risk-mitigation-schemes-v2.pdf)
- BOLDIZSÁR T. 1967: Terrestrial Heat and Geothermal Resources in Hungary. – *Bulletin Volcanologique* **30/1**, 221–227. <https://doi.org/10.1007/bf02597670>
- BOLDIZSÁR T. & GÓZON J. 1965: *A geotermikus energia hasznosítása*. – Műszaki Könyvkiadó, 191 p.

- BONCZ, L., SÓREG, V., BALÁZS, E-né, LUX, M., KLEMENIK, R. B., KRUSOCZKI, T. GY., PUSZTAI, J., SZÁSZFAI, J., TOMCSÁNYI, T. & MILANKOVICS, A. 2013: Zárójelentés a 138. Monor területen végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről. MOL Nyrt. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest.
- DANKO, G., JOBBIK, A., BARACZA, M. K., VARGA, G., KOVACS, I. & WITTIG, V. 2019: Demonstration Tests of a Robust Engineered Geothermal System. – *Proceedings, 44th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University*, Stanford, California, February 11–13, 2019 SGP-TR-214
- DOBOS, I., MARTON, L. & SZLABÓCZKY, P. 2013: History of Hungarian Hydrogeology. – In: HOWDEN, N. & MATHER, J. (eds.) *History of Hydrogeology*. IAH, CRC Press, 117–125, <https://doi.org/10.1201/b12766-11>
- DOMBI, S. 1766: Relatio de minaralibus incltyi comitatus Borsodiensis aquis. – *Jelentés a nemes Borsod vármegye ásványvizeiről*. Bader Imre Félix kiadása, Bécs.
- DÖVÉNYI P. 1994: Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféra fejlődésének megértéséhez. – *Kandidátusi értekezés*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 120 p.
- DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin; a study in basin evolution*. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45**, 195–233.
- DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & DRAHOS, D. 2002: Geothermal thermic map (Hungary). – In: HURTER, S. & HAENEL, R. (eds): *Atlas of geothermal resources in Europe*. Office for Official Publications of the European Communities (Luxembourg): **267**, Publication No. EUR 17811.
- ECE (Economic Commission for Europe) 2013: United Nations Framework Classification for Fossil Energy and Mineral Reserves and Resources 2009 incorporating Specifications for its Application. – United Nations Publication, *ECE Energy Series* **42**, ISBN 978-92-1-117073-3, 2013.
- ECE (Economic Commission for Europe) 2016: Draft Specifications for the application of the United Nations Framework Classification for Fossil Energy and Mineral Reserves and Resources 2009 (UNFC-2009) to Geothermal Energy Resources. – *ECE/ENERGY/GE.3/2016/6* [https://www.unece.org/fileadmin/DAM/energy/se/pdfs/egrm/egrc7\\_apr2016/ECE.ENERGY.GE.3.2016.6\\_e.pdf](https://www.unece.org/fileadmin/DAM/energy/se/pdfs/egrm/egrc7_apr2016/ECE.ENERGY.GE.3.2016.6_e.pdf)
- ECE (Economic Commission for Europe) 2017: Application of the United Nations Framework Classification for Resources (UNFC) to Geothermal Energy Resources, Selected case studies. – *Energy Series* **51**. [https://www.unece.org/fileadmin/DAM/energy/se/pdfs/UNFC/UNFC\\_GEOTH/1734615\\_E\\_ECE\\_ENERGY\\_110\\_WEB.pdf](https://www.unece.org/fileadmin/DAM/energy/se/pdfs/UNFC/UNFC_GEOTH/1734615_E_ECE_ENERGY_110_WEB.pdf)
- ECE (Economic Commission for Europe) 2020: United Nations Framework Classification for Resources, Update 2019. – *Energy Series* **125** [https://unece.org/DAM/energy/se/pdfs/UNFC/publ/UNFC\\_ES61\\_Update\\_2019.pdf](https://unece.org/DAM/energy/se/pdfs/UNFC/publ/UNFC_ES61_Update_2019.pdf)
- EGEC 2017, 2018, 2019: Market report
- EGRC 2014: Specifications for the Application of the United Nations Framework Classification for Fossil Energy and Mineral Reserves and Resources 2009 (UNFC-2009) to Renewable Energy Resources. – [http://www.unece.org/energy/se/unfc\\_2009.html](http://www.unece.org/energy/se/unfc_2009.html)
- EN SZ 2010: Az ENSZ fosszilis energiahordozó- és ásványi nyersanyagkészletre és -vagyonra vonatkozó osztályozási keretrendszere. (Ford: Sári Katalin, 2013). – *Kézirat*, MFGI adattár, Budapest. [https://unece.org/DAM/energy/images/UNFC\\_Reserv/EGRC/UNFC\\_2009\\_Hungarian.pdf](https://unece.org/DAM/energy/images/UNFC_Reserv/EGRC/UNFC_2009_Hungarian.pdf)
- ERDÉLYI M. 1979: A magyar medence hidrodinamikája. – *VITUKI közlemények* **18**, 82 p.
- ERDÉLYI, M. 1985: Geothermics and the deep flow-system of the Hungarian Basin. – *Journal of Geodynamics* **4**, 321–330. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(85\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0264-3707(85)90067-5)
- European Technology and Innovation Platform on Deep Geothermal (ETIP-DG) 2019: *Strategic research and innovation agenda Brussels, April 2019*. – [http://www.etip-dg.eu/front/wp-content/uploads/SRIA\\_ETIP-DG\\_web-1.pdf](http://www.etip-dg.eu/front/wp-content/uploads/SRIA_ETIP-DG_web-1.pdf)
- FÖLDEÁKI B. 1972: Súlyos bűn, súlyos ítélet. – *Szabad Föld*, 1972. július–december (**28/27–53.**) **1972-07-16/29.** szám.
- HORVÁTH F. & BADA G. (szerk.) 2006: A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza: Euro-konform térképsorozat és magyarázó. – *Magyar Geofizika* **47**, 133–137. [http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin\\_atlas.htm](http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm)
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. – *Geothermics* **53**, 328–352, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- HORVÁTH J., KORONCZ P., FEDOR F. & HLATKI M. 2013: Felső-pannon konszolidálatlan homokkővek kőzetfizikai, kőzetmechanikai vizsgálata. – *Mérnökgeológia–Kőzetmechanika*, 229–240.
- JUHÁSZ I., BÁNYAI P., HAMZA I., RMAN N., KUMELJ S., MOZETIC S. & NÁDOR A. 2013: Hévízhasznosítási helyzetkép a Mura–Zala medence területén a 2009. december 31-i állapotra – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése, 2011*, 93–102.
- KALMÁR, L., MEDGYES, T. & SZANYI, J. 2020: Specifying boundary conditions for economical closed loop deep geothermal heat production. – *Energy* **196**, Publication no. 117068. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2020.117068>
- KESSLER H. 1956: A karsztos hévforrások utánpótlásának kérdése. – *Hidrológiai Közlemény* **2**, 127–128.
- KIS K. & FÖRGETEG L. 2017: A Szent Erzsébet Mórahalmi Gyógyfürdő helyi gazdaságfejlesztési szerepének értékelése. – *Jelenkori társadalmi és gazdasági folyamatok* **12/1–2**, 9–41
- KOMLÓS F., FODOR Z., KAPROS Z., VAJDA J. & VASZIL L. 2009: *Hőszivattyús rendszerek (Heat Pump Systems)*. – Magánkiadás, ISBN: 9789630675741, 215 p.
- KORIM, K., 1972: Geological aspects of thermal water occurrences in Hungary. – *Geothermics* **1**, 96–102., [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(72\)90034-x](https://doi.org/10.1016/0375-6505(72)90034-x)
- KOVÁCS, B., CZINKOTA, I., SZANYI, J., BOZSÓ, T., M. TÓTH, T. & BUSUTTI, L. 2014: The permeability of laser drilled laterals in sandstone reservoirs. – *Geosciences and Engineering*, **3/5**, 83–93.
- KOVÁCS Zs. (szerk) 2018: *Szénhidrogének Magyarországon*. – Magyar Energetikai és Közmű-szabályozási Hivatal, Budapest, 317 p., ISBN 978-615-00-1393-0

- KÖRÖSSY L. 1988: A zalai-medencei kőolaj- és földgáz kutatás földtani eredményei. – *Általános Földtani Szemle* **23**, 3–162.
- KSH 2010: [https://www.ksh.hu/docs/hun/xstadat/xstadat\\_eves/i\\_fur001a.html](https://www.ksh.hu/docs/hun/xstadat/xstadat_eves/i_fur001a.html)
- KURUNCZI M. 2008: A visszasajtolás. A hőmezővársárhelyi geotermikus közműrendszer bemutatása. – *Geotermia a XXI. században szakmai fórum, Kistelek 2008*.
- KURUNCZI M. 2017: Hőenergia helyben – Mivel csökkenthető az import földgáz? – *Magyar Energetika* **2**, 18–21.
- LENKEY, L., DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. A. P. L. 2002: Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. – *EGU Stephan Mueller Special Publications Series* **3**, 1–12. <https://doi.org/10.5194/smsps-3-29-2002>.
- LENKEY, L., ZSEMLE, F., MÁDL-SZÓNYI, J., DÖVÉNYI, P. & RYBACH, L. 2008: Possibilities and limitations in the utilization of the Neogene geothermal reservoirs in the Great Hungarian Plain, Hungary. – *Central European Geology* **51/3**, 241–252. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.51.2008.3.6>
- LENKEY L., MIHÁLYKA J. & PARÓCZI P. 2021: Magyarország geotermikus viszonyainak áttekintése. – *Földtani Közlöny*, **151/1**
- LÉNÁRT L. 2019: A termálkarsztot elérő kutak, források és fúrások a Bükk térségben. – *Műszaki Földtudományi Közlemények. – A Miskolci Egyetem Közleményei* **88/1**, 86–93.
- LORBERER Á. 2004: *Adalékok a hazai hévízkutatás történetéhez*. – Felszín Alatti Vizekért Alapítvány, [http://www.fava.hu/publikaciok/jubileumi\\_kiadvanyok/tanulmanyok\\_pdf/lorberer\\_heviz.pdf](http://www.fava.hu/publikaciok/jubileumi_kiadvanyok/tanulmanyok_pdf/lorberer_heviz.pdf)
- LORBERER Á., DERVADERICS M. B., LENGYEL Z. & MAGINECZ J. 2008: A Fábiansébestyén környezetében tervezett termálvíz energetikai hasznosításának földtani megalapozása. – *Zárójelentés VITUKI Kht*.
- LUND, J. W. & TOTH, A. 2020: Direct Utilization of Geothermal Energy, a Worldwide Review. – *Proceedings, World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, April 26 – May 2, 2020*. <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2020/01018.pdf>
- M. TÓTH T. 2008: Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. – *MTA Doktori Értekezés*, Szeged, 399 p.
- MADARÁSZ, T., HARTAI, É., KOLENCSEKNÉ TÓTH, A., SZÜCS, P., FÖLDESSY, J., NÉMETH, N., SZANYI, J., OSVALD, M., MEDGYES, T. & KÓBOR, B. 2019: CHPM2030 – Novel concept of combined heat, power and metal extraction from geothermal brines; – In: *European Geothermal Congress 2019; Den Haag, Hollandia Paper 329*, 7 p.
- MÁDLNÉ SZÓNYI, J. 2006: *A Geotermikus Energia – Készletek – Kutatás – Hasznosítás*. – Grafon Kiadó, Nagykovácsi, 141 p. ISBN 963 218 058 5
- MÁDL-SZÓNYI, J. & TÓTH, Á. 2015: Basin-scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. *Hydrogeology Journal* **23**, 1359–1380. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1274-x>
- MÁDLNÉ SZÓNYI J., RYBACH L., LENKEY L. & HÁMOR T. 2008: *A geotermikus energiahasznosítás nemzetközi és hazai helyzete, jövőbeni lehetőségei Magyarországon*. – MTA, Budapest, 105 p.
- MÁDLNÉ SZÓNYI J., ERŐS A., HAVRIL T., POROS Zs., GYÓRI O., TÓTH Á., CSOMA A., RONCHI P. & MINDSZENTY A. 2018: Fluidumok, áramlási rendszerek és ásványtani lenyomataik összefüggései a Budai Termálkarszton. – *Földtani Közlöny* **143/1**, 75–96. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.1.75>
- MAROS, G., ALBERT, G., SZEILER, R. B., FODOR, L., GYALOG, L., JOCHA-ÉDELÉNYI, E., KERCSMÁR, Zs., MAGYARI, Á., MAIGUT, V., MAROS, G., NÁDOR, A., OROSZ, L., PALOTÁS, K., SELMECZI, I., UHRIN, A., VIKOR, Zs., ATZENHOFER, B., BERKA, R., BOTTIG, M., BRÜSTLE, A., HÖRFARTER, C., SCHUBERT, G., WEILBOLD, J., BARÁTH, I., FORDINÁL, K., KRONOME, B., MAGLAY, J., NAGY, A., JELEN, B., LAPANJE, A., RIFELJ, H., RIŽNAR, I. & TRAJANOVA, M., 2012: Summary Report of the Geological Models Transenergy Project. 189 p. (<http://transenergy-eu.geologie.ac.at/>).
- MARTON L. 1982: Izotóphidrológiai modellek és számítási eljárások a felszín alatti vizek mozgásának tanulmányozásához. – *Hidrológiai Közöny* **12**, 525–533.
- MEKH 2020: *Geotermikus Budapest*. – 125 p. ISBN 978-615-6137-00-5
- MEGYERY M. 1974: Vízbesajtoló kutak áramlástanai vizsgálatainak tapasztalatai. – *Bányászati és Kohászati Lapok. Kőolaj és Földgáz* **7 (107)** **8**, 237–243.
- MTA, MMK, MATÁSZSZ. MTT 2015: Települési hőellátás helyi energiával című konferencia állásfoglalása. – *Energiagazdálkodás* **56/5–6**, 65–66.
- NÁDOR A. 2016: A geotermikus energiavagyon nemzetközi osztályozási és jelentési rendszerei és a hazai adaptáció első lépései. – *Földtani Közöny* **146**, 123–134
- NÁDOR, A. (ed.), 2019: *Cascades and calories: geothermal energy in the Pannonian Basin for the 21st century and beyond*. – Faculty of Mining and Geology, Belgrade University (Belgrade) 130 p.
- NÁDOR, A. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2016: Entering geothermal energy into the UNFC-2009 classification system: case studies of direct-use projects from Hungary. – *Extended abstracts, Proceedings, European Geothermal Congress 2016, Strasbourg, France, 19–24 September, 2016*.
- NÁDOR, A., LAPANJE, A., TÓTH, Gy., RMAN, N., SZÓCS, T., PRESTOR, J., UHRIN, A., RAJVER, D., FODOR, L., MURÁTI, J. & SZÉKELY, E. 2012: Transboundary geothermal resources of the Mura-Zala basin: a need for joint thermal aquifer management of Slovenia and Hungary – *Geologija* **55/2**, 209–224. <https://doi.org/10.5474/geologija.2012.013>
- NÁDOR, A., KUJBUS, A. & TÓTH, A. 2019a: Geothermal energy use, country update for Hungary. Extended abstracts, Proceedings, – *European Geothermal Congress 2019, Den Haag, The Netherlands, June 11–14, 2019*.
- NÁDOR, A., ZILAHÍ-SEBESS, L., ROTÁR-SZALKAI, Á., GULYÁS, Á. & MARKOVIC, T. 2019b: New methods of geothermal potential assessment in the Pannonian basin. – *Netherlands Journal of Geosciences* **98**, e10. <https://doi.org/10.1017/njg.2019.7>
- NÁDOR A., GULYÁS Á. & MAIGUT V. 2020: Országos Geotermikus Rendszer (OGRe) – *Felhasználói kézikönyv*. [https://map.mbfisz.gov.hu/ogre/melleklet/kezikonyv\\_hu.pdf](https://map.mbfisz.gov.hu/ogre/melleklet/kezikonyv_hu.pdf)
- OSVALD, M., SZANYI, J., MEDGYES, T. & KÓBOR, B. 2017: Geothermal energy developments in the district heating of Szeged. – *European Geologist* **43**, 30–33.

- OSVALD, M., KILPATRICK, A. D., ROCHELLE, C. A., SZANYI J., MEDGYES T. & KÓBOR B. 2018: Laboratory Leaching Tests to Investigate Mobilisation and Recovery of Metals from Geothermal Reservoirs, – *Geofluids Special issue*, Article ID 6509420, 1–24. <https://doi.org/10.1155/2018/6509420>
- REZESSY G., SZANYI J. & HÁMOR T. 2005: Jelentés a geotermikus energiavagyon állami nyilvántartásának kialakításáról. – *Kézirat*, MGSZ, Budapest, 85 p.
- RMAN, N., GAL, N., MARCIN, D., WEIBOLD, J., SCHUBERT, J., LAPANJE, A., RAJVER, D., BENKOVÁ, K. & NÁDOR, A. 2015: Potentials of transboundary thermal water resources in the western part of the Pannonian basin – *Geothermics* **55**, 88–98. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.01.013>
- RMAN, N., BÁLAN, L. L., BOBOVEČKI, I., GÁL, N., JOLOVIĆ, B., LAPANJE, A., MARKOVIĆ, T., MILENIĆ, D., SKOPLJAK, F., ROTÁR SZALKAI, Á., SAMARDŽIĆ, N., SZÓCS, T., ŠOLAJA, D., TOHOLI, N., VIJDEA, A. M. & VRANJEŠ, A. 2020: Geothermal sources and utilization practice in six countries along the southern part of the Pannonian basin. – *Environmental Earth Sciences* **79/1**, Article number: 1 (2020), <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8746-6>
- ROTÁR-SZALKAI, Á., NÁDOR, A., SZÓCS, T., MAROS, GY., GOETZL, G. & ZEKIRI, F. 2017: Outline and joint characterization of transboundary geothermal reservoirs at the western part of the Pannonian basin. – *Geothermics* **70**, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.05.005>
- ROTÁR-SZALKAI, Á., MAROS, GY., BEREZKI, L., MARKOS, L., BABINSZKI, E., ZILAHÍ-SEBESS, L., GULYÁS, Á., KUN, É., SZÓCS, T., KERÉKGYÁRTÓ, T., NÁDOR, A., RAJVER, D., LAPANJE, A., ŠRAM, D., MARKOVIĆ, T., VRANJEŠ, A., FARNOAGA, R., SAMARDŽIĆ, N., HRVATOVIĆ, H., SKOPLJAK, F. & JOLOVIĆ, B. 2018: Identification, ranking and characterization of potential geothermal reservoirs. – *Report of the DARLINGE project*: 82 p. <https://www.interreg-danube.eu/approved-projects/darlinge/outputs>
- RYBACH, L. 2005: Die Schweizer Risikodeckung für Geothermiebohrungen – Ausgestaltung und Erfahrungen. – In: *Geothermische Jahrestagung 2005 «Geothermie: Synergie und Effizienz» – Tagungsband Geothermische Vereinigung e.V., 16–17. November 2005, Unterschleißheim/D*, 18–23. ISBN 3-932570-53-7
- RYBACH, L. 2010: “The Future of Geothermal Energy” and its Challenges. – *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25–29 April 2010*, <http://globalatlas.irena.org/UserFiles/Publication/The%20future%20of%20Geothermal%20Energy%20and%20Challenges.pdf>
- RYBACH L. 2019: A geotermikus energia helyzete világszerte. – *Magyar Tudomány* **180/12**, 1760–1771. <https://doi.org/10.1556/2065.180.2019.12.2>
- RYBACH, L. & STEGENA, L. (eds) 1979: *Geothermics and Geothermal Energy*. – Springer Basel AG, 341 p. ISBN 978-3-0348-6525-8
- RYBACH, L., FEHR, A. & ROUX, D. 1988: The Swiss system of governmental risk coverage for geothermal drilling. – In: *Communications/Proceedings JIGASTOCK 1988, Paris*, **1**, 19–21.
- SZANYI J. 2015: Felszín alatti vizek mennyiségi állapotának meghatározása, 6-5-2 háttéranyag, Az alföldi termál víztesteken kialakult süllyedések szakértői elemzése. – *Vígyűjtő gazdálkodási Terv 2015*. (<http://vizeink.hu>).
- SZANYI, J. & KOVÁCS, B., 2010: Utilization of geothermal systems in South-East Hungary. – *Geothermics*, **39**, 357–364. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.09.004>
- SZANYI, J., KOVÁCS, B. & SCHAREK, P. 2009: Geothermal Energy in Hungary: potentials and barriers. – *European Geologist* **27**, 15–19.
- SZANYI, J., KURUNCZI, M., KÓBOR, B. & MEDGYES, T. (szerk.) 2013: Korszerű technológiák a termálvíz visszasajtolásban: Kutatási eredmények és gyakorlati tapasztalatok. – *InnoGeo Kft. Szeged, Magyarország*, 202 p.
- SZANYI, J., OSVALD, M., MEDGYES, T., KÓBOR, B., M. TÓTH, T., MADARÁSZ, T., KOLENCSEKNÉ TÓTH, A., DEBRECZENI, Á., KOVÁCS, B., VÁSÁRHELYI, B. & B. ROZGONYI-BOISSINOT, N. 2017: Fracture enhancement in structures using a variety of laboratory experiments, – In: *Recommendations for Integrated Reservoir Management: CHPM2030 Deliverable D2.1* 41–68.
- SZETÁV Kft. 2019: Épülő Szegedi Geotermikus távhő rendszer vázlatrajza a tervezett kutak és hőközpontok helyének feltüntetésével – <https://www.szetav.hu/rolunk/projektjeink.html>
- SZITA G. 2014: Geotermikus gyorsítás Veresegyházon. – *Előadás, MMK Geotermikus Szakosztály Szakmai Nap – 2014. május 29.* [http://geotermia.lapunk.hu/tarhely/geotermia/dokumentumok/201406/szitagabor\\_eloadasa\\_20140529.pdf](http://geotermia.lapunk.hu/tarhely/geotermia/dokumentumok/201406/szitagabor_eloadasa_20140529.pdf)
- SZÓCS, T., RMAN, N., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY., LAPANJE, A., CERNAK, R. & NÁDOR, A. 2018: The upper pannonian thermal aquifer: Cross border cooperation as an essential step to transboundary groundwater management. – *Journal of Hydrology: Regional Studies* **20**, 128–144. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.02.004>
- SZÓKE Sz. 2016: Veresegyház: új termelő kút, új fogyasztók. – *Földhő Hírlevél* **52–53**, 8–9.
- SZÜCS P., FEJES Z., ZÁKANYI B., FEKETE Zs., SZÁRNYA G., HARTAI É., TURAI E., GYULAI Á., SZABÓ N. & CSERNY T. 2014: Ásvány-, gyógy- és hévizek a Tokaji-hegységben. – In: *A Kárpát-medence ásványvizei X. Nemzetközi Tudományos Konferencia, Csíkszereda*; 32–39. ISBN: 978-973-7625-63-2;
- TESTER, J. W., ANDERSON, B. J., BATCHELOR, A. S., BLACKWELL, D. D., DIPPO, R., DRAKE, E. M., GARNISH, J., LIVESAY, B., MOORE, M. C., NICHOLS, K., PETTY, S., TOKSOZ, M. N. & VEATCH, R. W. 2006: “*The Future of Geothermal Energy: Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century.*” – Cambridge, MA, INL/EXT-06-11746.
- THAN K. 1890: Az ásványvizeknek kémiai constitúciójáról és összehasonlításáról. – *Értekezések a természettudományok köréből* **20/2**, 1–47.
- TÓTH A. 2016: Magyarország geotermikus felmérése. – *A Magyar Energetikai és Közmű-szabályozási Hivatal, Budapest*, 2. kiadás, 179 p. ISBN 978-963-12-7112-8.
- TÓTH Gy. 2017: A Hévízi-tó vízgazdálkodási helyzete. – *Baltoni Részvízgyűjtő Vízgazdálkodási Tanács ülése* 2017. május 10. [http://vpf.vizugy.hu/reg/kdvtvizig/doc/Heviz\\_vizgazdalkodasi\\_helyzet\\_2017\\_05\\_10\\_TGy.pdf](http://vpf.vizugy.hu/reg/kdvtvizig/doc/Heviz_vizgazdalkodasi_helyzet_2017_05_10_TGy.pdf)
- TÓTH Gy., HORVÁTH I., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T. & VETŐ I. 2010: XL Pannon hidrogeológiai modell fejlesztése és lehetőségei a vízgyűjtő gazdálkodásban. – *XVII Konferencia a felszín alatti vizekről. Siófok 2010 március 24–25.* [http://www.fava.hu/siofok2010/eloadasok/1nap/1115\\_tothy\\_horvathI\\_murati\\_j\\_rotarnesza\\_szucst\\_vetoI.pdf](http://www.fava.hu/siofok2010/eloadasok/1nap/1115_tothy_horvathI_murati_j_rotarnesza_szucst_vetoI.pdf)

- TÓTH, GY., RMAN, N., ROTÁR-SZALKAI, Á., KERÉKGYÁRTÓ, T., SZÓCS, T., LAPANJE, A., ČERNÁK, R., REMSÍK, A., SCHUBERT, G. & NÁDOR, A. 2016: Transboundary fresh and thermal groundwater flows in the west part of the Pannonian Basin. – *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 57, 439–454. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.12.021>
- TÓTH J. 1963: A Theoretical Analysis of Ground-Water Flow in Small Drainage Basins. – *Journal of Geophysical Research* **68/16**, 4795–4812.
- TÓTH, J. & ALMÁSI, I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. – *Geofluids* **1/1**, 11–36. <https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2001.11004.x>
- VARGA, A., BOZSÓ, G., GARAGULY, I., RAUCSIK, B., BENCSEK, A. & KÓBOR, B. 2019: Cements, Waters, and Scales: An Integrated Study of the Szeged Geothermal Systems (SE Hungary) to Characterize Natural Environmental Conditions of the Thermal Aquifer. – *Geofluids Special issue*, Article ID 4863814. <https://doi.org/10.1155/2019/4863814>
- VARGA, G., FISER-NAGY, Á. & FANCSIK, T. 2020: Analysis of time-dependent filtration utilising measurements made on sandstone samples. – *European Geologist Journal* **46**, 24–29.
- VASS, I., M. TÓTH, T., SZANYI, J. & KOVÁCS, B. 2018: Hybrid numerical modelling of fluid and heat transport between the overpressured and gravitational flow systems of the Pannonian Basin. – *Geothermics* **72**, 268–276. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.11.013>
- ZILÁHI-SEBESS L., MERÉNYI L., GULYÁS Á., PASZERA GY., TÓTH GY., BODA E. & BUDAI T. 2012: Nemzeti Energiastratégia, Készletgazdálkodási és hasznosítási cselekvési terv. – Nyersanyag készletek, A hazai ásványi nyersanyag-potenciál, 5. Geotermikus energia. – *Kézirat Háttér tanulmány*. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 84 p.
- ZSIGMONDY V. 1865: *Bányatan kiváló tekintettel a kőszénbányászatra. Első rész [unicus]: A kutatás, fúrászat, s az artézi kutak*. – Pest, Osterlamm Károly bizománya, 182 p.
- ZSIGMONDY V. 1871: *Tapasztalataim az artézi szökőkutak fúrás körül*. – Pest, Hoffmann és Molnár, 46 p.
- ZSIGMONDY V. 1874: A Buziási gyógyfürdő és az ott legújában véghezvitt fúrások. – *Földtani Közlöny* **6–7**, 159–170.
- ZSIGMONDY V. 1879: A városligeti artézi kút Budapesten. – *Földtani Közlöny* **9**, 128–131.

Kézirat beérkezett: 2020. 09. 04.

## Események, rendezvények

### Beszámoló a VII. Ásványtani, kőzettani és geokémiai felsőoktatási műhelyek találkozójáról

2020. november 26.

Az MFT Ásványtan–Geokémiai, Agyagásványtani, illetve Oktatási és Közművelődési Szakosztályai és az MTA Geokémiai, Ásvány- és Kőzettani Tudományos Bizottságának Felsőoktatási Munkabizottsága által közös szervezésben került sor az Ásványtani, kőzettani és geokémiai felsőoktatási műhelyek VII. találkozására. Tekintettel az egyre romló pandémiás helyzetre, online (Zoom), 3 órás időintervallumra tervezve tekintettük át az elmúlt évet és terveztünk a jövőt illetően. A találkozón összesen 10 műhely – hazai és határon túli – képviselői vettek részt.

A közös diskusszió során a felsőoktatást leginkább érintő aktuális témák megvitatására került sor, kiemelt szerepet tulajdonítva az online oktatásnak, kutatásnak, kapcsolattartásnak és ismeretterjesztés tapasztalatainak, tanulságainak. Mindemellett javaslatok, lehetőségek, tervek is elhangzottak a jövőt illetően.

Elsőként WEISZBURG Tamás (ELTE) osztotta meg a hallgatóssággal az országos felsőoktatási rendszerről hallottakat és tapasztaltakat, mely szerint az őszi félév oktatását is hibrid (élőben [tömbösítve] és online) rendszerben kell terveznünk és megvalósítanunk. Ehhez kapcsolódóan WEISZBURG Tamás kérése nyomán minden részt vevő intézmény képviselői beszámoltak az elmúlt év sikereiről és nehézségeiről egyaránt. Elsőként PÁL-MOLNÁR Elemér (SZTE), majd RÓZSA Péter (DE), KOVÁCS János (PTE), KOVÁCSNÉ Kis Viktória (MTA, MFT), FELKERNÉ KÓTHAY Klára (ELTE Természettudományi Múzeum), PÓSFAY Mihály (PE), FORRAY Ferenc (BBTE) MÁDAI Ferenc (ME), TÖRÖK Ákos (BME) és végül WEISZBURG Tamás (ELTE) is összefoglalták az elmúlt időszak tapasztalatait.

Az online tanítás kapcsán FORRAY Ferenc, PÓSFAY Mihály és MÁDAI Ferenc is megosztottak hasznos ingyenes, internetes oldalakat, melyek nagyban segítettek és segítik az online gyakorlati és elméleti oktatás minőségét, pl.:

<https://www.dev-virtualmicroscope.org/collections/>;

[https://myscope.training/SEM\\_simulator.html](https://myscope.training/SEM_simulator.html);

<https://www.youtube.com/c/MTA1825/videos>;

<https://nanolab.uni-pannon.hu/publikaciok>

Ehhez kötődően FELKERNÉ KÓTHAY Klára külön kitért a szakörök online térben történő folytatására, megemlítve és kiemelve a pandémiás helyzet előtt alakult JUHÁSZ Árpád geológus szakkört. A javaslatot egyöntetűen támogatták a résztvevők.

KOVÁCSNÉ Kis Viktória kiemelte, hogy nemcsak az oktatás, a szakörök, de pl. a Magyarhoni Földtani Társulati ülései is átállnak (szabályzat tekintetében is) a hibrid rendszerre, tehát lesznek olyan ülések, melyeket a járványhelyzet alatt online tartanak meg, s a pandémiás helyzet enyhülését követően is meg fog maradni annak a lehetősége, hogy a személyes üléseket és előadásokat kibővítsék az online térrel.

Ezután közösen kerestük a választ többek között arra a kérdésre, hogy hogyan is lehetne megállítani a szakterületet is erősen

érintő, rohamos létszámcsökkenést a hazai felsőoktatásban. A kérdés nyitott mind a központi, mind pedig a konvergencia régiókban aktív oktatási és kutatási szakemberek oldaláról egyaránt. Ennek kapcsán felmerült a szakok szélesebb körű népszerűsítésének lehetősége, ezzel együtt a központi és konvergencia régiók középiskoláinak látogatása figyelemfelkeltő, kedvező előadások keretein belül. KOVÁCSNÉ Kis Viktória, KOVÁCS János és MÁDAI Ferenc is jelezték, hogy mind a pályaoirteációs napok keretein belül, mind pedig a gimnáziumok és középiskolai látogatások kapcsán már több éve tartanak az említett témában ismeretterjesztő, népszerűsítő előadásokat. Az is kiderült, hogy ez ma már nem elegendő, ugyanis különös gondot kell fordítanunk azon téma megemlítésére és tárgyalására, hogy a diploma megszerzését követően milyen lehetőségek (szakmai és megélhetőségi) adódnak a mai fiatalság számára az elhelyezkedést illetően.

A sikeres rendezvényen a regisztráltak száma most – online – is elérte a 30 főt. A kétnapos országjáró rendezvénysorozat 2021 novemberében is folytatódik – a korábbi szervezési keretek között –, házigazdája a Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem Építőmérnöki Kara lesz.

KIS ANNAMÁRIA, WEISZBURG Tamás

## Könyvismertetés

### BABINSZKI Edit, †HORVÁTH Ferenc (szerk.): A Balaton kutatása Lóczy Lajos nyomdokán

Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 2020. 340 p.

Id. LÓCZY Lajos és a Balaton neve örök időkre összefonott. A kiváló tudós egyike azoknak, akik a legtöbbet tették, talán ő tette a legtöbbet a „magyar tenger” és környezetének tudományos megismeréséért és megismertetéséért. 1891-ben az ő kezdeményezésére és vezetésével alakult meg a Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottsága a tó és környékének részletes és sokoldalú (természettudományi, történeti, művelődéstörténeti stb.) tanulmányozása céljából. A mintegy 60 magyar és külföldi szakember közreműködésével két évtizeden keresztül id. LÓCZY irányításával folytatott munkálatok tematikus összefoglalói az ő szerkesztésében *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* sorozattal 1897 és 1920 között 32 kötetben (két térképpel), összesen mintegy 7000 oldal terjedelemben jelentek meg Budapesten magyar, Bécsben pedig német nyelven. E világvizonylatban is egyedülálló vállalkozásban a szervező és irányító tevékenységen kívül közvetlenül az ő nevéhez fűződik a földtani kötet (*A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. I. köt. Első rész. Első szakasz.* Budapest, 1913), *A Balaton-tó környékének részletes geológiai térképe (M=1: 75 000,* Budapest, 1920) szerkesztése és a monográfiásorozat egyes kötetei alapján megírt, *A Balaton földrajzi és társadalmi állapotainak leírása* (Budapest, 1920) című könyv megalkotása, amelynek megjelenését már nem érthette meg.

Nagyon szerette a tavat és a tájat. 1892-ben Arácon egy kúriát

vásárolt, onnan vezényelte a kutatásokat, és a Balaton iránti vonzalmának legfőbb bizonyítéka, hogy végakarata szerint e település temetőjében alussza örök álmát.

Az id. LÓCZY Lajos halálának 100. évfordulója alkalmából napvilágot látott jelen kötet 41 szerző (BREZSNYÁNSZKY Károly, BUDAI Tamás, CSERNY Tibor, CSILLAG Gábor, DEMÉNY Attila, FODOR László, G.-TÓTH László, GÁBRIS Gyula, GALAMBOS Csilla, GULYÁS Sándor, HARANGI Szabolcs, HAVRIL Timea, HÉJA Gábor, †HORVÁTH Ferenc, JAKAB Gusztáv, KATONA Lajos, KÖVÉR Szilvia, MÁDLNÉ SZÓNYI Judit, MAGYAR Imre, MOLNÁR Dávid, NAGYNÉ BODOR Elvira, NÉMETH Károly, PÓSFALVI Mihály, PRÓNAY Zsolt, RUSZKICZAY-RÜDIGER Zsófia, SÁRDY Julianna, SEBE Krisztina, SERLEGI Gábor, SHÖLL-BARNA Gabriella, SÍKHEGYI Ferenc, SÜMEGI Balázs Pál, SÜMEGI Pál, SZTANÓ Orsolya, SZUROMINÉ KÖRECS Andrea, TARI Gábor, TIMÁR Gábor, TÓTH Ádám, TÖRÖCSIK Tünde, VARGA György, VISNOVITZ Ferenc, ZLINSZKY András) 15 tanulmányát tartalmazza. Egy dolgozat (amelyet CHOLNOKY Jenő korabeli írása vezet be) id. LÓCZY életét és munkásságát, egy másik a Balatont ábrázoló térképeket mutatja be, a többiből a földtudományi kutatások legújabb eredményeit (földtani felépítés, fejlődéstörténet, szerkezeti felépítés, vulkanizmus, geomorfológia, ősföldrajz, a tó kialakulása, keletkezése, vize, iszapjának összetétele stb.) ismerhetjük meg – LÓCZY Lajos (tegyük hozzá: és kortársai) nyomdokán, ahogy a kötet borítóján is olvasható.

Minden dolgozat elején (ötletes szerkesztői megoldásként) részletek olvashatók a monográfiatorozat egyes köteteiből (RÉTHLY Antal, VITÁLIS István, CHOLNOKY Jenő, MAKAY Béla könyveiből), köztük id. LÓCZY földtani művéből, illetve a fent említett összefoglaló munkájából. E részeket követi az új eredmények taglalása. E „szembesítés”-ből kiderül, hogy LÓCZY nem csupán a kor nemzetközi színvonalán teljesítette vállalt tudományos feladatait (ez önmagában is dicséretes lenne), hanem számos olyan

megállapítást tett, amelyek egy évszázad múltán is érvényesek, igazak, sőt kérdésselvetései máig hatással vannak a földtudományi kutatásokra. Ha ehhez hozzávesszük egyéb tudósi eredményeit, minden idők egyik legnagyobb magyar geológusai között kell számon tartanunk őt. Ha „a legnagyobb magyar geológus” kifejezés már nem lenne foglalt (SZABÓ József), alighanem az ő neve mellett állna ez a titulus. Egyetértünk BREZSNYÁNSZKY Károllyal, aki egy másik évfordulós megemlékezésben („Hálát adok a sorsnak, hogy megengedte nekem a magyar tudományosságnak becsületet szereznem”. Száz éve hunyt el LÓCZY Lajos geológus és geográfus. Honismeret, XLVIII. 2020. 5. sz. [6–12.] 6.) a következőket írta: „Kiváló tudós, felfedező utazó, egyetemi professzor, intézmények igazgatója, tudományos egyesületek vezetője, eredményes tudományos szervező tevékenysége megismételhetetlen példaként áll az utókor előtt.”

A sok új adatot, megállapítást tartalmazó, gazdagon (térképekkel, rajzokkal, archív és új fényképekkel, köztük az id. LÓCZY-ról elnevezett 15 fosszíliafaj színes fotójával) illusztrált kötet HORVÁTH Ferenc professzor ötlete volt, ő szánta e könyvet a nagy előd emlékének. A szerkesztést elkezdte, de befejezni már nem tudta, mert megakadályozta abban a kegyetlen halál. BABINSZKI Edit HORVÁTH professzor szellemében, egykori tanára, valamint a téma és id. LÓCZY emléke iránti alázattal és szeretettel folytatta és fejezte be a szerkesztés munkáját – véleményünk szerint kitűnően. A műszaki szerkesztés, tipográfia és borító PALOTÁS Klára szakértelmét és ízlését dicséri, a képszerkesztő PIROS Olga volt.

A kiváló és impozáns kötet mind tartalmában, mind küllemében méltó az abban megidézett és az azt megálmodó nagy tudósok emlékéhez!

HÁLA József

## Tartalom — Contents

M. TÓTH Tivadar, FISER-NAGY Ágnes, KONDOR Henrietta, MOLNÁR László, SCHUBERT Félix, VARGÁNÉ TÓTH Ilona, ZACHAR Judit: Az Alföld metamorf aljzata: a köztes tömegtől a tarka mozaikig. – <i>The metamorphic basement of the Great Hungarian Plain: from Zwischengebirge towards a variegated mosaic.</i>	3
ZAJZON, Norbert, FEHÉR, Béla, SZAKÁLL, Sándor, KRISTÁLY, Ferenc: Mineralogical mosaics from the Carpathian–Pannonian region 4. – <i>Ásványtani mozaikok a Kárpát–Pannon régióból 4.</i>	27
MOLNÁR Kata, ARADI László Előd, OBBÁGY Gabriella, KÖVÉR Szilvia, FODOR László, BENKÓ Zsolt, SZABÓ Csaba: Szén anyagok maximális átalakulási hőmérsékletének meghatározása Raman-spektroszkópiai mérésekkel: standardizálás és esettanulmány az Aggtelek–Rudabányai-hegységből. – <i>Peak metamorphic temperature determination with Raman spectroscopy of carbonaceous materials: standardization and case study from the Aggtelek–Rudabánya Hills.</i>	37
KONCZ István: A szénhidrogének primer migrációja. – <i>Primary migration of hydrocarbons</i>	
LENKEY, László, MIHÁLYKA, János, PARÓCZI, Petra: Review of geothermal conditions of Hungary. – <i>Magyarország geotermikus viszonyainak áttekintése.</i>	51
<b>Jubileumi szemle:</b>	
SZANYI János, NÁDOR Annamária, MADARÁSZ Tamás: A geotermikus energia kutatása és hasznosítása Magyarországon az elmúlt 150 év tükrében. – <i>150 years of geothermal energy research and utilization in Hungary.</i>	79
<b>Hírek, ismertetések</b> (összeállította CSERNY Tibor)	103

