

Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici

A Magyar Állami Földtani Intézet

Évi Jelentése

2009

Annual Report

of the Geological Institute of Hungary



Budapest, 2010

© Copyright Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary), 2010
Minden jog fenntartva! All rights reserved!

Lektorok — Reviewers:

BALLA ZOLTÁN, BÁRDOSSY GYÖRGY, GÁBRIS GYULA, GRESCHIK GYULA, GYALOG LÁSZLÓ, GYULAI ÁKOS, HAHN GYÖRGY,
KONRÁD GYULA, LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI, M. TÓTH TIVADAR, ORMOS TAMÁS, TÖRÖK KÁLMÁN, VÁSÁRHELYI BALÁZS

Sorozatszerkesztő — Serial editor:

BALLA ZOLTÁN

Szakszerkesztő — Scientific editor:

PIROS OLGA

Műszaki szerkesztő — Technical editor:

SIMONYI DEZSÓ

Számítógépes nyomdai előkészítés — DTP:

SIMONYI DEZSÓ

Borítóterv — Cover design:

SIMONYI DEZSÓ



Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet — Published by the Geological Institute of Hungary

Felelős kiadó — Responsible editor:

FANCSIK TAMÁS

Igazgató — Director

HU ISSN 0368–9751

Contents — Tartalom

Működési jelentés

KORDOS L.: Igazgatói előszó.	7
CHIKÁN G.: Működési jelentés.	9



Scientific publications — Szakcikkek

KIRÁLY, E.: Magmatic Evolution of the Mórógy Granite (SE Transdanubia, Hungary).	41
BALLA, Z.: The Monzonite Centre and Folds in the Mórógy Granite Pluton (SW Hungary).	65
MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., MUSITZ, B., FÜRI, J., BORSODY, J., KOVÁCS-PÁLFY, P., KÓNYA, P., VICZIÁN, I., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z.: Brittle Fault Zones in the Mórógy Granite (South Transdanubia): New Structural and K–Ar Data.	91
BALLA, Z., HORVÁTH, I.: Loess Accumulation and Valley Development on the Mórógy Block (South Transdanubia, Hungary).	127
BENEDEK, K., MEZŐ, GY., SZABÓ, ZS., MOLNÁR, P., BÓTHI, Z., SIDLÓ, T., DANKÓ, GY.: The Hydrogeological Modelling of the Bátaapáti Site.	149
SÓRÉS, L., VÉRTESY, L., GULYÁS, Á., TÓTH, Z.: Inversion of the Geoelectric Measurements in the Bátaapáti Area (South Transdanubia, Hungary), Results about the Granite Surface and the Overburden.	177
GYALOG, L., TÖRÖK, P.: Drilling of Boreholes in the Frame of the Underground Exploration and their Geological Logging in the Bátaapáti Site.	203
ZILÁHI-SEBESS, L.: The Effect of Fracturing on Well-logging Measurements.	245
SZONGOTH, G., HEGEDŰS, S., ZILÁHI-SEBESS, L., BURÁNSZKI, J., PERLAKY, F.: Prediction of the Physical Properties of Rocks Based on Geophysical Well-logging.	275
BERTA, J.: Tunnel Interior Design and Construction.	291
GYALOG, L., FÜRI, J., BORSODY, J., MAROS, GY., PÁSZTOR, SZ.: Geological Mapping of the Bátaapáti Tunnels.	305
PRÓNAY, ZS., TÖRÖS, E., TILDY, P.: Examination of EDZ by Geophysical Measurements (Bátaapáti, South Transdanubia, Hungary).	331
BÓTHI, Z., DANKÓ, GY., BENEDEK, K., MOLNÁR, P., MEZŐ, GY.: Implementation of the Geological Barriers in the Performance Assessment Model for the Bátaapáti Site.	349

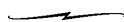
KIRÁLY, E.: A Mórógyi Gránit magmás fejlődéstörténete.	57
BALLA, Z.: Monzonitos centrum és redők a Mórógyi Gránit-testben.	83
MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., MUSITZ, B., FÜRI, J., BORSODY, J., KOVÁCS-PÁLFY, P., KÓNYA, P., VICZIÁN, I., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z.: Törésháló a Mórógyi Gránitban: új szerkezeti és K–Ar adatok.	113
BALLA, Z., HORVÁTH, I.: Löszfelhalmozódás és völgyfejlődés a Mórógyi-rögön.	143
BENEDEK, K., MEZŐ, GY., SZABÓ, ZS., MOLNÁR, P., BÓTHI, Z., SIDLÓ, T., DANKÓ, GY.: A Bátaapáti-telephely vízföldtani modellezése	167

SÓRÉS, L. VÉRTESY, L. GULYÁS, Á. TÓTH Z.: A Bátaapáti körzetében végzett felszíni geoelektromos mérések újszerű feldolgozása, a gránitfelszínre és a fedőösszletre vonatkozó eredmények.	195
GYALOG L., TÖRÖK P.: A felszín alatti kutatás fúrásainak mélyítése és földtani dokumentálása a Bátaapáti-telephelyen.	229
ZILAHÍ-SEBESS L.: A repedezettség hatása a mélyfúrás-geofizikai mérésekre.	263
SZONGOTH G., HEGEDŰS, S. ZILAHÍ-SEBESS L., BURÁNSZKI J., PERLAKY F.: Kőzetállapot-előrejelzés mélyfúrás-geofizikai mérések alapján.	285
BERTA J.: Térképészeti munkák Bátaapátiban.	299
GYALOG L., FŰRI J., BORSODY J., MAROS GY., PÁSZTOR SZ.: A bátaapáti vágatok földtani dokumentálása.	323
PRÓNAY ZS., TÖRÖS E., TILDY P.: Az EDZ vizsgálata geofizikai mérésekkel a Bátaapáti-telephelyen.	343
BÓTHI Z., DANKÓ GY., BENEDEK K., MOLNÁR P., MEZŐ GY.: A földtani gát leképezése a Bátaapáti-telephely (Dél-Dunántúl) biztonsági értékelési modelljében.	367

Működési jelentés

Igazgatói előszó

KORDOS LÁSZLÓ
igazgató



A Magyar Állami Földtani Intézet működését fennállásának 140. évében több jogszabály, valamint a kutatási hagyományok, lehetőségek határozták meg.

2009-ben továbbra is érvényben volt a 2205/2006. (XI. 27.) Korm. határozat, amelynek értelmében a MÁFI felügyeletét a Gazdasági és Közlekedési (GKM), majd a Közlekedési, Hírközlési és Energiaügyi (KHEM) miniszter, a Környezetvédelmi és Vízügyi Miniszter (KvVM) egyetértésével látja el. A Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH) továbbra is ellátta a MÁFI pénzügyi-gazdasági feladatait, és a 267/2006. (XII. 20.) Korm. rendelet alapján a MÁFI közreműködik az MBFH állami földtani kutatásainak ellátásában.

A 2008. évi CV. törvény (2008. december 22.) alapján 2010-ben hatályba lépett a költségvetési szervek jogállásáról és gazdálkodásáról szóló jogszabály, miszerint a MÁFI önálló jogi személyként működő, tevékenységének jellege alapján közszolgáltató költségvetési szerv, közintézet; a feladatellátáshoz gyakorolt funkciói szerint — a szakmai feladatellátás önállósága mellett — önállóan működő költségvetési szerv. A MÁFI által foglalkoztatottak közalkalmazottak.

A 344/2009. (XII. 30.) Korm. rendelet alapján a Magyar Állami Földtani Intézet felügyeletét 2010. január 1-től a Környezetvédelmi és Vízügyi Miniszter fogja ellátni, miszerint a MÁFI önállóan működő és gazdálkodó közintézet altípusú központi költségvetési szerv.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2009. évi költségvetési támogatása a Magyar Köztársaság 2009. évi költségvetéséről szóló 2008. évi CII. Törvény alapján az 5.2. alcímen 321,3 MFt, előirányzati bevétele pedig 496,7 MFt volt. Az állami feladatok ellátását a költségvetési támogatás 45%-ban fedezte, a többi különböző pályázati (TÉT, Interreg, OTKA, EU), valamint alkalmi megbízások biztosították. A költségvetési támogatás szinte teljes összege a személyi

juttatásokat és a kapcsolódó járulékokat, az alapvető szakmai, irányítási dologi kiadásokat pedig a működési bevétel finanszírozta.

Az intézet létszáma 2009. december 31-én az engedélyezett 114 fő volt.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2009. évi kutatási terve, majd annak módosított megvalósítása továbbra is a „survey” típusú állami kutatóintézet szellemében készült, ill. valósult meg.

Az intézet kutatási tevékenysége 2009-ben három területre koncentrált: (1) Magyarország földtani térmodelljének kialakítása, (2) a természeti környezet elemeinek fenntartható hasznosítása, valamint (3) a közszolgálati feladatok ellátása.

Az intézet szakmai tevékenységében jelentősnek tekinthető, hogy a „függő helyzetű” önállóságunk mellett megtartottuk gazdasági likviditásunkat, nem kellett pénzügyi megszorításokat bevezetni, jól működöttünk szolgáltató feladatainkat, jelentős országos rendezvényeket szerveztünk, megtartottuk pozícióinkat Bábaapátiban és megalapozott reményünk van a paksi és bodai, az atomerőmű működéséhez kapcsolódó feladatok ellátásában, meghatározó szereppel ott vagyunk a felszín alatti vizek és vízgazdálkodási kérdésekben az állami és európai kötelezettségek biztosításában, sikeres, a jövőt megalapozó, a geotermikus energiát hasznosító pályázatok elé nézünk, közhasznú és szakmai kiadványokat jelentettünk meg, közreműködtünk a Föld Bolygó Nemzetközi Éve rendezvénysorozatban.

2010. január 1-től a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium felügyeletéhez kerülve, az intézet legmagasabb szintű önállóságát biztosító jogi környezetben bizakodva nézünk a jövőbe az intézet szakmai tevékenységéhez illeszkedő állami feladatok, a pénzügyi és szakmai feltételek optimálisabb szintű ellátásában.

Beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2009. évi tevékenységéről

CHIKÁN GÉZA
általános igazgatóhelyettes

MAGYARORSZÁG FÖLDTANI TÉRMODELLJÉNEK KIALAKÍTÁSÁHOZ KAPCSOLÓDÓ KUTATÁSOK

Az országos földtani térmodell kialakítása évek óta kiemelt tevékenysége az intézetnek. A térmodell térinformatikai alapú tematikus adatbázisok összefüggő rendszere, amelynek alap építőkövei az ország területét lefedő digitális földtani térképek, az ország területén mélyült sekély- és mélyfúrások digitális adatbázisai, valamint a regionális földtani szelvények, amelyek a térképszintekre „merőleges” síkok mentén nyújtanak információt a földtani felépítésről. A térmodell kiegészül a különböző tematikus (vízföldtani, környezetföldtani, geokémiai, talajtani, geotechnikai stb.) adatbázisokkal is. Az országos modell információsűrűsége átlagosan 1:500 000, folytonos, raszteres és vektoros elemeket egyaránt tartalmaz. A bemenő adatok pontszerű elemek (fúrások), vonalak (képződményhatárok) térképek, szelvények, ferde, hajlott felületek (szerkezeti elemek), 3D testek, voxel információk. Új elemként a térmodell építést kiegészítjük határon túlnyúló adatok szisztematikus gyűjtésével (elsősorban TÉT és Interreg pályázatok támogatásával).

A földtani térmodell építése az alkalmazási igényeknek megfelelően történik. 2009-ben a hangsúlyt az MBFH részére a geotermikus feladatok ellátásához, valamint a Víz Keretirányelv (VKI) által előírt integrált vízgyűjtő-gazdálkodási tervek megvalósításához szükséges mélyföldtani térképváltozatok megszerkesztésére, valamint a korábban készült földtani szelvények 3D-be integrálására helyeztük. Emellett kialakítottuk egy pilot terület nagyfelbontású modelljét, és folytattuk az eddig elkészült tematikák részadatbázisainak integrálását, valamint a teljes körű metaadatbázis-rendszer létrehozását és ezek széleskörű internetes hozzáféréseinek biztosítását, összekapcsolva az MBFH információs rendszerével. E tevékenység az Európai Közösség téradat-infrastruktúra fejlesztési programjához (Infrastructure for Spatial Information in the European Community — Inspire) is kapcsolódik.

A földtani térmodell építését támogatják a földtani térképezési feladatok, valamint OTKA és TÉT pályázatok alapkutatói eredményei is.

Országos térmodell megalapozása

Témavezető: Maros Gy.

A kutatás célja: tágabb körben a Kárpát-medence, szűkebb körben Magyarország 3D digitális földtani modelljének megalkotása és folyamatos karbantartása szoros együttműködésben a szomszéd országok földtani szolgálataival.

A modell felbontását termék oldalról 500 000-esben határoztuk meg. A modell tartalmazna felületi modellelemeket (grid szinttérképek, szerkezeti felületek) és közöttük a felbontásnak megfelelő méretű voxel elemeket.

2009-ben célul tűztük ki az országos modell földtani szinttérkép és szelvény-szerkezetének, valamint az ezt kezelő modell hardver-szoftver háttérének kialakítását. Ennek feltétele lett volna a modell technikai háttérének külső forrásból történő finanszírozása (MBFH). Mivel ez nem valósult meg, ezért demó és meglévő licenzzel rendelkező szoftvereket teszteltünk a résztema keretében. Ezek a következők voltak: Mining Visualisation System, Mecsekérc – Golder – MÁFI együttműködésben (MVS, C TECH Development); Geological Surveying and Investigation in 3D (BGS GSI3D, INSIGHT GmbH); 4D Vista (Midland Valley); Rockworks; Kingdom Suite (Seismic Micro-technology). Ezek közül az MVS, amely a bátaapáti pilot terület modellezésére lett kiszemelve, sajnos alkalmatlannak bizonyult a feladatra, mivel nem tudta kezelni a különböző kőzetváltozatok bonyolult határfelületeit és a számos szerkezeti felületet. A Brit Geológiai Szolgálat által fejlesztett GSI3D elsősorban sekély (10-20) geológiai szelvényt szerkesztésére alkalmas, alkalmazott földtani célokra, tektonika nélkül. A 4D Vista szoftver szeizmikus értelmezések szerkezeti modelljének validálására szolgáló szoftver. A Kingdom Suite Core változata alkalmasnak látszik mind szeizmikus értelmezési, mind modellezési feladatokra, ezért azt javasoljuk, hogy a különböző, szeizmikus értelmezést is megkívánó geotermális projektek keretében ez a szoftver kerüljön beszerzésre, és a szeizmikus munkacsoport ezzel dolgozzon. Így egységes vertikum állhat fel a szeizmikus értelmezés és a modellezés kérdésében.

Az intézetben licenszekkel rendelkező Rockworks szoftverrel a modellezés módszerének kidolgozása céljából egy kísérleti modellt építettünk fel a Nyugat-Dunántúltra, tulajdonképpen a geotermikus T-JAM projekt területére. Itt 4 db víztestszelvényt integráltunk a modellbe. A Geoinformatikai osztályon fejlesztésre került egy program, amely virtuális fúrásokkal megminta a szelvényeket. A próba gyorsabb futása érdekében a formációkat időszakonként összevontuk. Sikertelenül egy földtani időszakonként színezett voxel-modellt generálni a szelvények alapján, amelynek voxel mérete 500×500×25 m volt. A futtatott modell alkalmas volt a modellalkotás módszerének tesztelésére.

A bátaapáti kutatás terhére továbbfejlesztettük az ImaGeo CoreDump szoftverünket, amely 3D megjelenítő eszközökkel bővült. Így pl. a vágat dokumentálásban előre vetíthetők a már dokumentált szakaszok törései, felületei, ezzel segítve a soron következő fogás dokumentálását. Szintén modellezhető a két vágat közötti térrészben a korrelálható felületelemek lefutása.

Az országos modell kiemelt prioritású részterületei a medence területek, ennek támogatására sikerült kialakítani a szeizmikus munkacsoport magját és felvenni egy, a szeizmikus értelmezésben szakértő munkatársat, Uhrin Andrást.

Feladatunk volt a 2009-ben elkészülő aljzattérkép, valamint a víztest földtani szelvények 3D- modellbe integrálása. Ez a feladat a szoftverkörnyezet kialakulatlanlansága és a szelvények, valamint a szinttérképek befejezetlen volta miatt nem valósult meg.

A tervben megjelölt pilot terület a bátaapáti radioaktív hulladékok telephelyének környezete volt. A tesztelt MVS szoftver alkalmatlansága miatt ez a feladat tervmódosítással nem a bátaapáti területre, hanem a gerecsei térképezési terület egy részére készült el AutoCAD szoftverrel. Hasonló térmodellalkotás a térképezési területeken a jövőben a térképezés munkafázisává válhat.

Fejlesztettünk egy olyan segédprogramot (TVAC), amely a térképezés során képződő adatokat automatikusan a modellezéshez használható adatformátumba alakítja. Ez doc kiterjesztésű MS Word, valamint vektoros rajzi állományokból egyaránt képes xml formátumú georeferált adatok „bányászatára”.

Tervfeladat volt még az adatgyűjtés megkezdése a határokon túli területekről a Kárpát-medencei modell megalkotása céljából. Ez tervmódosítás következtében elmaradt.

Magyarország 1:500 000-es prekainozoos földtani térképe

Témavezető: Budai T.

A projekt célja: olyan prekainozoos aljzattérkép elkészítése, amely tükrözi a felgyülemlett új információkat és szakértők konszenzusán alapul. A térkép a medencealjzat geológiai felépítését és minősített tektonikai elemekkel bemutatott szerkezetét, valamint annak domborzatát is ábrázolja 1:500 000-es méretarányban. A publikálandó térkép szerkesztéséhez felhasznált adatok digitális adatbázisba kerültek és a jogosult felhasználók rendelkezésére állnak a térkép későbbi aktualizálása, valamint további elméleti és gyakorlati célú földtani feladatok megoldása érdekében.

Előzmények: A MÁFI, az ELGI, a szénhidrogénipari és egyéb szellemi központok összefogásával 1987-ben készült el Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával című 1:500 000-es méretarányú térképmű, majd 1990-ben Magyarország szerkezetföldtani térképe. Az elmúlt két évtizedben jelentősen előrehaladt a Kárpát-medence, ezen belül Magyarország területének geológiai megismerése. Az intenzív szénhidrogénkutatás számos helyen rendkívül fontos új adatokat, információkat

eredményezett. Jelentősen bővültek az ismeretek az aljzatot felépítő földtani képződmények jellegéről, és a szerkezetföldtani felfogás is számottevően megváltozott, merőben új értelmezési lehetőségek merültek fel. Az új információk mennyisége és az elméleti alapok fejlődése elérte az a szintet, amely új szintézis megalkotását indokolta, új térkép szerkesztését igényelte.

A Magyar Állami Földtani Intézet eredetileg 2002-ben vette tervbe az ország 1:500 000-es szerkezetföldtani térképének (illetve térképsorozatának) elkészítését, amelynek szerkesztési munkálatai azonban meg sem kezdődtek az Alapvetési főosztályon. 2005. elején fogalmazódott meg a javaslat az új prekainozoos aljzattérkép elkészítésére, amelynek feladatai a Földtani Térképezési főosztály éves terveiben jelentek meg.

2009. során elvégzett feladatok: Az év közepére készült el a földtani vonalmű lektorálása (a felkért lektor Szederkényi Tibor és Sőreg Viktor volt). Ezt követte a lektorálás utáni javítás, amelynek során elvégeztük az aljzatot ért és a szerkesztéshez felhasznált mélyfúrások prekainozoos képződményeinek litosztratigráfiai besorolását is. A Mol NyRt. medencealjzat domborzattérképe alapján javítottuk a korábbi 1:500 000-es aljzattérképről származó domborzatot. Véglegesítettük a térkép jel- és színkulcsát, és a Geoinformatikai osztályon megkezdődött a térkép topográfiájának és makettjének az előállítás.

Együttműködő partnerek: MTA Geológiai Kutatócsoport, Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Pécsi Tudományegyetem, Mol Nyrt.

Termék: a digitális földtani vonalmű lektorált, véglegesített változata; a domborzat javított vonalműve; a szerkesztés során felhasznált fúrások átértékelt adatbázisa (\\Srv-geo\projekt\500E-s_aljzat).

Dunántúli Főcsoport („felső-pannóniai”) alatti képződmények aktualizált földtani térképe és domborzata (1:250 000)

Témavezető: Tóthné Makk Á.

A projekt részét képezi az országos három-dimenziós földtani térmodell kidolgozásának. A jó közelítéssel a késő-miocénben lerakódott hatalmas üledéktömeg kőzet-összetételi alapon egy alsó, zömmel pelites Peremartoni Főcsoportba és egy felette települő homokosabb kifejlődésű Dunántúli Főcsoportba sorolható. E két litosztratigráfiai egység határa — mind alkalmazott földtani szempontból, mind pedig a földtani modell tekintetében — olyan jelentőségű felület, mint a felső-miocén bázisa („pannóniai talp”) illetve a pleisztocén képződmények talpa.

A 2009. évben az Alföld területére eső fúrások adatainak ellenőrzése és szükség szerinti átértékelése volt feladatként kitűzve. Az Északi-középhegység előterétől a déli és keleti országhatárig, illetve a Dunáig 4241 db olyan fúrást válogattunk le a MÁFI adatbázisából (Tullner T.), amelyek harántolták a két litosztratigráfiai egység határát. A továbbiakban a projekt résztvevői (Ádámné Incze Szilvia, Babinszki Edit, Selmeczi Ildikó, Szabadosné Sallay Enikő és Tóthné Makk Ágnes) végezték el a fúrások adatainak ellenőrzését, illetve az átértékeléseket a fúrások dokumentációja és karotázs szelvényei alapján. Ennek eredményeként 520 fúrást törölni jelölték ki, és az ellentmondásos területeken — ahol az adatok irreális szórást mutattak —, mintegy 350–400 fúrást vizsgáltak felül. Ennek eredményeként mintegy 320 esetben a Dunántúli Főcsoport talpatát módosították. A törölni kijelölt fúrások zömében az Északi-középhegység déli előterének területére esnek, ahol a nagy számú lignitkutató fúrás nem harántolta a kérdéses

felületet, mint azt a később fúrt, mélyebb, elsősorban szénhidrogén-kutató fúrás adatai alapján megállapítottuk.

Magyarország prekvarter földtani térképe és domborzata (1:250 000)

Témavezető: Magyar Á.

A kutatás célja: Magyarország negyedidőszaki képződményeinek talptérképe, 1:250 000 méretarányban, lezárt adatbázissal, térképi rajzolattal (aljaztomorfológia és az aljzatképződmények ábrázolásával, 25 méterenkénti szintvonalkiosztással)

Előzmények: A korábbi évek kutatási programjai (MÁFI–Mol Nyrt. együttműködés, VKI víztestek jellemzése) során az ország területének nagy részére különböző felbontású negyedidőszaki talptérképek és ehhez kapcsolódó fúrási adatbázisok készültek. Ezek alapján, illetve újabb nagyszámú fúrás átértékelése révén 2008-ban megkezdtük az egységes, országos prekvarter térképi adatbázis kialakítását. Ezt terveztük 2009-ben a még hiányzó területek kiegészítésével, ahol szükséges adatsűrítéssel véglegesíteni, mint a Magyarország prekvarter földtani felépítését és domborzatát ábrázoló térképi adatbázist.

2009. során elvégzett feladatok: Negyedidőszaki képződmények talptérképének részterületenkénti (Kisalföld, hegyvidék, Dél-Dunántúl a Mecsekkel, Alföld) és a medencét hegyvidéki területektől elválasztó „medence-peremvonal” (Pa₂ kibúvás határa) megszekeztése. Fő szintvonalköz 25 m, kb. 7800 db fúrás felhasználásával. Franyó Frigyes országos Q talptérképhez tartozó fúrási adatbázis digitalizálása, és annak kritikai áttekintése. Franyó Frigyes, Jámbor Áron és a Földtani kutatási osztály Medenceanalízis projektje által az utóbbi 3 év folyamán átértékelt fúrások felhasználásával előállított adatbázisokból talptérképek szerkesztése Surferes szerkesztési módszerrel. A cél az volt, hogy a három térkép összevetésével az intézeti saját átértékelések során található adathiányos helyeket kiegészítsük Franyó F. és/vagy Jámbor Á. adatainak kritikus felhasználásával, a hiányos területekre való bevetítésével. A három térkép rajzolata nem egyezett, következésképp minden — a korábbi szerzőktől átvett fúrási adatot — csak átértékelés után lehet felhasználni. Jelenleg a kézzel és az automatikusan szerkesztett részterületek szintvonalaik egyeztetése és korrelációja folyik.

Együttműködő partnerek: ELGI, Mol Nyrt.

Termék: a digitális földtani vonalmű, nem egységesített, lektorálatlan változata; a szerkesztés során felhasznált és átértékelt fúrások adatbázisa (\\Srv-geo\kisprojektek\Qtalp).

Földtani-vízföldtani szelvények harmonizációja és térmodellbe integrálása

Témavezető: Budai T.

Előzmények: A 2000/60/EK Víz Keretirányelv előírja a felszín alatti víztestek jó mennyiségi és minőségi állapotba való hozását 2015-re. Ennek a feladatnak az elvégzése több minisztérium összehangolt munkáját igényli, amint ezt a 1189/2002. (XI.7.) számú Kormányhatározat is meghatározza. 2005-ben készült el az első, Brüsszelbe beadott ún. országjelentés; 2006-ban a felszíni és felszín alatti vizekre a monitoring rendszerek felállítása és a monitoring programok megindítása; 2007–2009 között pedig a vízgyűjtő-gazdálkodási tervek elkészítése.

A kutatás célja: Magyarország felszín alatti víztestjeinek földtani jellemezése: a víztesteket befogadó közzestestek elterjedésének

és egymáshoz kapcsolódásának földtani térképeken és szelvények mentén történő ábrázolása.

2009. során elvégzett feladatok: Az év közepére vált véglegessé Magyarország földtani képződményeinek hidrosztratigráfiai jelkulcsa, a formációk és tagozatok vízföldtani kategóriába történő besorolásával. Ennek alapján készült el Magyarország 1:100 000-es földtani térképsorozatának hidrogeológiai változata. Ezzel párhuzamosan zajlott a vízföldtani szelvények térinformatikai feldolgozása, a szelvénykereszteződések ellenőrzése és az ellentmondások kiküszöbölése.

Együttműködő partnerek: MTA X. osztály

Termék: Magyarország földtani képződményeinek hidrogeológiai jelkulcsa; Magyarország 1:100 000-es hidrogeológiai térképe; javított digitális vízföldtani szelvények.

Magyarország 1:200 000-es földtani atlasza

Témavezető: Brezsnay K., Maros Gy.

A kiadvány elkészítésének célja az ország 1:200 000-es méretarányú földtani atlaszának közreadása a Föld Éve alkalmából, az ország földtani értékeinek ismeretterjesztő szintű bemutatásával.

Előzmények: 2005-ben készült el Magyarország 1:100 000-es földtani térképsorozata, és ennek alapján kezdődött Magyarország 1:250 000-es térképének szerkesztése. 2007-ben a térkép méretarányát 1:200 000-esre változtattuk, és elhatároztuk, hogy nyomtatott falitérkép helyett nyomtatott atlaszt készítünk, kiegészítve földtani érdekességek leírásával. Ez az elképzelés később kislexikon és táblázatok (barlangok, tanösvények, gyógyfürdők, földtani múzeumok, bányászati emlékhelyek) készítésével bővült.

2009. során elvégzett feladatok: 2009-ben lezárultak a Magyarország földtani nevezetességeit is bemutató, 1:200 000-es méretarányú földtani atlasz kiadásának végső szerkesztési munkálatai.

Az atlasz (térkép és szöveges ismertető) szerkesztésének lezárásához kapcsolódó feladatok: a szöveges ismertető hiányzó részeinek kiegészítése, a lektorálás utáni javítások elvégzése (résztémafelelősök: Gyalog L.: térkép, Budai T.: szöveges rész), a térkép kartografálása (résztémafelelős: Orosz L.), valamint a térkép és szöveg nyomdai előkészítése (résztémafelelős: Piros O.) határidőre (TXM konferenciája, 2009. május 5.) elkészültek. A nyomtatott atlasz nyomdai kivitelezésének biztosítására külső források bevonása volt szükséges, a támogatók megnyerése a témavezetők és a szerkesztők feladata volt.

Termék: nyomtatott földtani atlasz (2009. május, 2000 példány), ArcGIS alapú térinformatikai adatbázis.

A termék további sorsa 2009-ben: Az atlasz gyakorlatilag év végéig elfogyott (a forgalmazásban a résztémafelelősök tevékeny részt vállaltak). A térkép falitérképként októberben 1 példányban nyomtatásra került. A második (javított és bővített) kiadás előkészítése megkezdődött.

A Gerecse hegység 1:50 000-es földtani térképének szerkesztése

Témavezető: Fodor L.

Előzmények: A Magyar Állami Földtani Intézet egyik hagyományos tevékenysége a földtani térképek felvétele és kiadása. A térképkészítés egyik fontos eleme volt a XX. század második felében az úgynevezett tájegységi térképek megjelenítése. Ennek folytatásaképpen 2008-ban fejeztük be a Vértes térképezését és

magyarázójának szerkesztését. A Gerecse és előtereinek földtani térképe is ebbe a sorba illik, a Vértes térképével délen érintkezik. Ugyanakkor, jelen projekt kertében szeretnénk elkezdni az 1:25 000 méretarányú digitális térképszelvények elkészítését és az 1:50 000 méretarányú szelvények digitális elkészítését és lehetőség szerinti nyomtatott kiadását is. A kezdődő projektben 2008-ban 3 db 1:25 000-es Grauss-Krüger térképszelvényt (L-34-13-A-c, L-34-13-A-d, L-34-13-B-c) reambuláltunk, illetve felvételeztünk, míg az északi részen a Lábatlan L34-2-C-c lap Bajót elnevezésű lapján dolgoztunk. E mellett kormeghatározás céljából mintákat gyűjtöttünk, fúrásokat értékeltünk át.

2009. során elvégzett feladatok: Kiegészítő terepi felvételezést, reambulációs térképezést, valamint az egész hegység területére kiterjedően a kvarter képződmények komplex átértékelését (felszínfejlődés meghatározása, kormeghatározások, sekélyfúrások mélyítése), szerkezeti elemzéseket, a meglévő fúrások átértékelésének felülvizsgálatát, illetve a régi felvételek térinformatikai feldolgozását terveztük. Így az egyes lapokon a rendelkezésre álló alapanyag függvényében a feladatok jellege és mennyisége eltérő volt. 2009 tavaszán közös terepbejárást tartottunk. Ennek célja részben a vértesi eredmények, tapasztalatok bemutatása, egységes térképezési szemlélet kialakítása másrészt a múlt évi felvétel eredményeinek a bemutatása volt.

Elkészült termékek: A terepi felvételek dokumentációja (szöveg, fotó), a terepi szerkezeti mérések dokumentációja, 3 db 1:25 000 térképszelvény vonalműve, annak első szerkesztett változata, papíron és pauszon, 1:2000 illetve 1:25 000 méretarányban. A Lábatlan L-34-2-C-c jelű 1:25 000 lap 4 db 1:10 000 méretarányú lapjának szerkesztett változatának térinformatikai feldolgozása. A korábban digitalizált 1:10 000 és 1:25 000 méretarányú földtani térképi állományok számbavétele és egységesítése, beleértve a laphatárokon történő egyeztetést, digitalizálási hibák javítását és a térképi elemek egységes fájlszerkezetben való elrendezését. Az L-34-1-D-d-1 (Neszmély-Dunaszentmiklós); L-34-1-D-d-2 (Lábatlan) és L-34-2-C-c-1 (Bajót) 1:10 000-es lapok véglegesítése. (E lapok egy része a tervben nem szereplő lapokhoz tartozik.) A 3 db lap vonalművének digitális változata, vektorizált formában. Eocén és oligocén képződmények értékelése a lábatlani és nyergesújfalu lapokon, az eocén rétegsor tisztázása és fúrászelvények átértékelése. Fúrások átértékelése, az eocén, oligocén és a negyedidőszaki képződmények vonatkozásában, a lábatlani és nyergesújfalu lapokon. Az elemzést RockWorks adatbázis felhasználásával végeztük. Új sekélyfúrások leírása (21 db, jegyzőkönyvi leírás, fotó, rajz cdr állományban), térképszelvényenkénti magyarázók egyes fejezetei.

Albert Gáspár elkészítette PhD dolgozatát, Háromdimenziós földtani modellek fejlesztésének és megjelenítésének módszerei térinformatikai szemlélettel címmel, az ELTE TTK Földtudományi Doktori Iskola, Térképészet doktori programjának keretén belül. A dolgozat gerecsei példákat is elemmez, ezért eredményei a térképbe és magyarázóba beépülnek.

A térképezési területen készült egy szakdolgozat is az ELTE Általános és Alkalmazott földtani Tanszékén, Bereczki András hallgatótól (A Mányi Formáció szedimentológiai vizsgálata a Vértes környezetében címmel, témavezető Sztanó O.)

A térképezéshez kapcsolódott az ELTE geológus hallgatóinak terepgyakorlata. A hallgatók észleléseinek egy része új eredménynek tekinthető, és várhatóan beépül a jövőbeni térképbe és magyarázóba.

Az országos földtani jelkulcs folyamatos karbantartása, aktualizálása

Témavezető: Gyalog L.

A téma célja: az Egységes jelkulcs folyamatos karbantartása, aktualizálása.

Előzmények: A jelkulcs célja, hogy a MÁFI-ban valamennyi térkép és fúrási adatbázis egységes, azonos elvek szerint készített jelkulcs alapján készüljön. Az egységes jelkulcs folyamatosan egészül ki a készülő földtani térképsorozatok, fúrásátértékelések során keletkező újabb módosítási javaslatokkal, ezért rendszeres karbantartást igényel. A jelkulcs folyamatos karbantartása és aktualizálása 2009-ben is folytatódott, a korábbiaknál valamivel kisebbek voltak a lehetőségek a jelkulcs következetes használatára.

2009. során elvégzett feladatok: A 2008-ból örökölt feladatok közül a karbantartás elvei nem változtak. A jelkulcsot a MÁFI-ban rendszeresen használják, 202 esetben exportáltak ki részleteket a jelkulcsból 2009-ben az intraneten keresztül.

A 2009. évi jelkulcs-karbantartási feladatok során a litosztratiográfiai egység és a típus oszlopok összehangolása, az új típusjelkebe sorolás megtörtént, a jelkulcs litosztratiográfiai egység oszlopának angol fordítása elkezdődött. 2009-ben kisebb kiegészítések történtek a víztestekhez kapcsolódó fúrásátértékelések kapcsán. Az MRB albizottságai nem javasoltak új egységet.

Termék: az egységes jelkulcs javított változata az intraneten (és 3-4 havonta az interneten).

One-Geology

Témavezető: Nádor A., Síkhegyi F.

A téma célja: Az eContentplus pályázat keretében történő közreműködés az európai földtani szolgálatok által menedzselte 1:1 milliós méretarányú Európa interoperábilis földtani térképének elkészítésében és internetes közreadásában. A pályázatban a MÁFI Magyarország földtani térképének kezelését, illetve a különböző térképi metaadat szolgáltatásokat látja el.

Előzmények: Intézetünk 2008 óta vesz részt az európai földtani szolgálatok által megpályázott és elnyert eContentplus programban, ami OneGeology-Europe néven a földtani térképek egész kontinensre kiterjedő egyeztetett digitális földtani térkép szerkesztését és webes közreadását célozza meg. A munka 10 témában zajlik, ezek közül hat résztémában (WP 1, 3, 4, 6, 7 és 8) veszünk részt eltérő intenzitással.

2009. során elvégzett feladatok: három témában jelentős mértékben vagyunk érdekeltek. A 3. téma 1:1 milliós egységesített földtani térkép összeállítását, minden országra érvényes jelkulcsot és attributum szótárak elkészítését irányozza elő, ami minden résztvevő ország saját nyelvén is elérhető. A 4. téma olyan metaadatbázis kezelő felület elkészítését és feltöltését jelölte meg célul, ami lehetővé teszi a különböző országok földtani térképeinek metaadat szintű keresését. A 6. téma a webes közzététel technikai hátterének megteremtésére vonatkozik.

Termék: elkészült az 1:1 milliós térkép és annak webes változata. Kicsinyített változatát nyomtatásban is közreadtuk: Brezsnaynszky, K., Síkhegyi, F. 2009: Geology. Map in scale: ~1:2 350 000 – In: Kocsis K., Schweitzer, F. (eds) 2009: Hungary in Maps, Fig. 18., p. 35. A hozzá tartozó szótárakat a beérkezés ütemében magyarra fordítottuk.

A metaadatbázis kezelő felületre (MICKA) elkészítettük annak magyar fordítását, figyelembe véve a már szabványosnak

tekinthető magyar szakszavakat. A fontosabb, weben is megtalálható térképeinknek adatait feltöltöttük a kezelő felületre.

Az 1:1 milliós térkép webes változatát a oneGeology-Europe követelményeinek megfelelően feltöltöttük, de a szomszédos országokkal történő egyeztetés 2010-re marad.

Pályázatok keretében végzett alapkutatási feladatok a Kárpát-medencei térmodell építés megalapozásához

2009-ben két horvát–magyar, egy francia–magyar Tét pályázat, valamint több OTKA pályázat kutatási eredményei járultak hozzá a Kárpát-medence, ezen belül Magyarország földtani térmodelljének pontosításához. Ezek az alábbiak:

Délkelet-dunántúli és szlavóniai löszök korrelálása (horvát–magyar Tét, témavezető: Koloszar L.)

Dráva-medencei kvarter térképezés (horvát–magyar Tét, témavezető: Marsi I.)

A delfáció szerepe a Dunántúli-középhegység és előterének negyedidőszaki felszínfejlődésében — kormeghatározások a litoszférában elhelyezkedő kozmogén izotópokkal (magyar–francia Tét pályázat, témavezető: Csillag G.)

A szél hatása a késő-neogén–negyedidőszaki üledékképződésre és a domborzat alakulására a Magyar-középhegységben és előterében (OTKA pályázat, témavezető: Müller P.)

Triász platform és medencefáciések kapcsolata a Pilis vonulatban (OTKA pályázat, témavezető: Budai T.)

Az Alföld nyugati pereme plio–pleisztocén üledékeinek tagolása és párhuzamosítása (OTKA pályázat, témavezető: Magyarai Á.)

Adatbázis integráció, metaadatbázis

Témavezető: Turczai G.

A feladat célja az intézetben fellelhető inhomogén adatrendszer fokozatos összehangolása, a futó és a jövőben elinduló témákat, pályázatokat kiszolgáló adatbázisok, ill. ezek eredményeként létrejövő adatbázisok technikai összehangolása, az adatbázisokra épülő alkalmazások koordinálása. Emellett folytattuk a lezárt térinformatikai adatbázisok metaadatbázisának kialakítását és nyilvánosságra hozatalát (web), elsősorban a térképi adatbázisokra helyezve a hangsúlyt.

A fúrás adatbázisok integrálása és folyamatos karbantartása

Témavezető: Orosz L.

Elvégeztük a különböző forrásokból származó fúrások összehasonlítását, az átfedések kiszűrését, és esetenként az adatok megbízhatósági viszonyainak tisztázását. Befejeztük az „agro” részadatbázis integrálását a sekélyfúrás adatbázisba.

A vízgyűjtő-gazdálkodási tervek készítése című KEOP-2.5.0.A kódszámú projekt MÁFI-ra háruló feladatai informatikai háttérének biztosítása

Témavezető: Turczai G.

A projekt keretében feladat volt a projekt teljes informatikai háttérének kialakítása, a rendszer fenntartása, a 24 órás hozzáférés

biztosítása és a rendszergazda feladatok ellátása, valamint térinformatikai szolgáltatások végzése az állapotértékelés és az intézkedések tervezéséhez. További feladatként jelent meg a Vízgyűjtő-gazdálkodási Terv kidolgozását támogató MS SQL alapú adatbázis létrehozása, a Vízügyi és Környezetvédelmi Központi Igazgatóság (VKKI), illetve az Öko Rt. által rendelkezésre bocsátott adatok térinformatikai adatbázisba szervezése, a szükséges konverziók, átalakítások és kiegészítések elvégzése, a tervezés során keletkező változások vezetése és dokumentálása, új adatok beillesztése, az adatbázis dokumentálása, a projekt résztvevői számára interneten keresztül elérhető, nyitott adatbázis kialakítása.

Termékek: a pályázati szerződésben meghatározott adatbázisok, jelentések, szolgáltatások.

A TERMÉSZETI KÖRNYEZET ELEMEINEK FENNTARTHATÓ HASZNOSÍTÁSÁHOZ KAPCSOLÓDÓ KUTATÁSOK

A földtani környezet védelmét, fenntartható hasznosítását elősegítő kutatások kiemelt fontosságú témák mind a hazai, mind az Európai Unió fejlesztési stratégiáiban. E témakörbe sorolható az intézet évek óta egyik legjelentősebb komplex kutatási feladata, a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok lerakóhelyének kutatása, de jelentős feladatokat jelentenek a Víz Keretirányelv végrehajtásához kapcsolódó feladatok, valamint a környezetállapot vizsgálatához csatlakozó kutatási témák, amelyek jelentős része szintén uniós direktívák hazai végrehajtását célozza (Nitrát Irányelv, Bányászati Hulladékok Irányelv, készülő Talaj Keretirányelv).

Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok lerakóhelyének kutatása

Témavezető: Balla Z.

A kutatás célja: a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló tároló befogadására alkalmas közzettest vizsgálata volt a Mórággyi Gránit Formációban.

Az előzmények, eddigi eredmények rövid összefoglalása: A Nemzeti Radioaktív Hulladék-tároló létesítési engedélyét az ÁNTSZ Dél-dunántúli Regionális Intézete 2008. május 14-én adta ki, ennek alapján 2009-ben folytatódott az ún. „kishurok”, majd elkezdődött az ún. „nagyhurok” létesítése. Ebben fúrások és vágatok dokumentálásával, valamint tematikus vizsgálatokkal vettünk részt.

2009-ben az alábbi feladatokat teljesítettük: A kihajtott vágatokban folyamatos földtani és tektonikai dokumentálást végeztünk. Ennek során a korábbiánál részletesebben megismertük a kőzeteket, metamorfózisukat és egyéb elváltozásait, tektonikájukat és érköltéseiket. A vágatokból lemélyített elő-, hidrogeológiai és geotechnikai fúrások magján földtani és tektonikai dokumentálást végeztünk. Elkészítettük a telephely 3D földtani modelljének alapját képező függőleges szelvényeket és vízszintes metszeteket. Lefolytattuk a megközelítő vágatokban és a „kishurok” valamennyi vágatában részletesen dokumentált fúrások fúrómagjának egységes szemléletű felülvizsgálatát.

Együttműködő partnerek: Egyes feladatok esetében a Mecsekérc megrendelőnk volt, más feladatokat intézetünk saját erőből, együttműködő partnerek nélkül hajtott végre.

A VÍZ KERETIRÁNYELV HAZAI MEGVALÓSÍTÁSÁHOZ KAPCSOLÓDÓ FELADATOK

Az országos víz-geokémiai modell fejlesztése, a felszín alatti vizek állapotértékelésével és a vonatkozó intézkedések tervezésével kapcsolatos feladatok ellátása

Témavezető: Szócs T.

A kutatás célja: a felszín alatti vizek és mélységi fluidumok egységes vízgeokémiai adatbázisának fejlesztése és összekapcsolása a földtani, vízföldtani és geotermikus adatbázisokkal, amelyek elsősorban a geotermikus feladatok és a mélységi tárolóterekhez kapcsolódó gazdálkodási feladatok ellátását alapozzák meg.

Előzmények: A kutatási téma előzményeként két tanulmány készült 2007 folyamán, melyek elkészítésére a KvVM bízta meg a MÁFI-t. (Összefoglaló tanulmány a „Felszín alatti vizek jellemzéséhez szükséges határértékrendszer kidolgozása” című KvVM megbízás teljesítéséről; Összefoglaló tanulmány a „Felszín alatti víztestek kémiai állapota értékelésének megalapozása” című KvVM megbízás teljesítéséről.) Ezek keretében elvégeztük a korábbi víztest kijelölések alapján a háttérértékek meghatározását. 2008-ban meghatároztuk az egyes víztest-csoportok 2007. december végén kijelölt új víztestbontás szerinti háttérértékeit, illetve javasolt küszöbértékeit.

A 2009. évben elvégzett feladatok: tovább fejlesztettük és javítottuk a víz-geokémiai adatbázist, mely tevékenység háttérrel biztosított a „Vízgyűjtő-gazdálkodási tervek készítése” című KEOP-2.5.0.A kódszámú projekthez kapcsolódó pályázati szerződésben meghatározott tevékenységek megvalósításához.

E megvalósított tevékenységek a következők voltak:

— Három szakértő — Szócs Teodóra, Tóth György, Cserny Tibor — „folyamatos” biztosítása a felszín alatti vizekkel kapcsolatos módszertani javaslatok, a felszín alatti vizek fenntartható használatára és minőségének megőrzésére vonatkozó szabályozás, valamint az ezeket érintő intézkedésekre vonatkozó javaslatok véleményezésére.

— A felszín alatti víztestek különböző csoportjaira vonatkozó kémiai küszöbértékek meghatározása, illetve a meghatározott határértékek véleményezése. A meghatározás több lépcsőben került kivitelezésre, többszöri szakértői csoporton belüli, illetve Minisztériumi (KvVM) egyeztetést követően.

— Európai Unió szinten két komponensre (nitrát és növényvédő szerek) rögzítettek küszöbértéket, a többi vizsgálandó komponensre a tagállamoknak kell küszöbértéket meghatározniuk. Utóbbi értékek meghatározása során kiindulásként a „Felszín alatti vizek védelmére vonatkozó irányelv” II. melléklet B cikkelyében szereplő komponenseket (NO₃, NH₄, vezetőképesség, Cl, SO₄, Cd, Pb, Hg, szerves szennyezők) vettük figyelembe.

Első lépésben meghatároztuk a felszín alatti vizek természetes háttérértékeit és a mért adatok eloszlását jellemző főbb statisztikai paramétereket a földtani és hidrodinamikai viszonyok figyelembevételével kialakított víztestcsoportokra.

Az értékeléshez a VKI kijelölt monitoring kútjainak adatain túlmenően a különböző adatforrásokban lévő észlelési objektumok (fúrt kutak, források, ivóvíz-termelő kutak stb.) adatainak medián értékei, (illetve 2000 után mért adatai) is rendelkezésre álltak. A szerves szennyezőanyagok értékelésénél a VKI monitoring pontok adatai mellett a területi monitoring 1996–2007 közötti eredményei is felhasználásra kerültek.

Ezt követte az ivóvízre és az ökoszisztémákra érvényes küszöbértékek kialakítása az egyes víztestcsoportokra. A következő komponensekre határoztunk meg küszöbértékeket: NO₃, NH₄,

vezetőképesség, Cl, SO₄, Cd, Pb, Hg, AOX, TOC, peszticidek, tri- és tetraklóretilén. A NO₃, NH₄, vezetőképesség, Cl, SO₄ és TOC esetében víztest csoport szinten, míg Cd, Pb, Hg, AOX, peszticidek, tri- és tetraklóretilén esetében országos szinten történt a küszöbérték meghatározása.

— Közreműködés az országos előzetes terv háttéranyagának elkészítésében.

E feladat döntően 2008-ban zajlott, a 2009-es tevékenység a korábban elkészült anyagok korrekcióját jelentette.

— A felszín alatti víztestek mennyiségi állapotának értékelése, a vízkivételeknek tulajdonítható vízminőség-változások összefoglalása.

— Az intrúziós tesztek is nevezett — vízminőségi és hőmérsékleti — vizsgálatok azokra a térségekre és víztesteken készültek, ahol a regionális áramlást befolyásoló hatású közvetlen, vagy közvetett vízkivételek találhatók.

A Duna elterelésével, duzzasztásával és egyéb közvetett vízkívételt és vízpótlást jelentő beavatkozással érintett Szigetköz térsége egyedi értékelés tárgya volt. A vizsgálat sorba vette az utánpótlódással nem rendelkező termálkarsztok, illetve a jelentősebb forrásokkal rendelkező utánpótlódó karsztok vízminőségi és hőmérsékleti változásait. Ezt követően a porózus víztestek legfelső, 30 méter vastag, a sekély víztestek alatti zónája is a vizsgálat tárgyát képezte. Ez utóbbi esetben a szennyezettségi mutatók vizsgálata volt a cél, a jelentősebb, regionális depressziós hatású rétegvíztermelések körzetében.

A Szigetköz esetében a kedvezőtlen összetételű vizek térnyerése magyarországi részekben még nem mutatható ki.

A termálvizek vízminőségi változásai ugyan nem értek el olyan mértéket, amely alapján technológiaváltásra, vagy hasznosítás felhagyására kellett volna sort keríteni, arra azonban figyelmeztetnek, hogy a mennyiségi igénybevételi korlátok meghatározásánál az eddigi vízminőségi következmények tapasztalatait fel kell használni.

A porózus víztestek rétegvíz-kivételekkel depresszionált részben felismerhetők a kedvezőtlen összetételű talajvizek térnyerései, azonban ezek nem mutatkoznak regionális, víztest szintű problémaként. A szennyezettség mutatójaként használt indikátorok, főleg a nitrát, időben nem mutat növekvő értékeket ezekben a térségekben, ami hígulással és lebomlással magyarázható. Mindazonáltal a regionális víztermelések térségére eső monitoringkutak számát és reprezentativitását a következő tervezési ciklusban javítani szükséges, kellő időt és erőforrást biztosítva a monitoring eredmények részletes hidrogeológiai értelmezésére.

Végül meg kell említeni, hogy a fentiek mellett több helyen jelentkeztek lokális, egy-egy kúthoz köthető anomáliák, lokális „intrúziók”, de ezek kezelése nem igényel víztest szintű intézkedéseket.

Összefoglalva megállapítható, hogy Magyarország felszín alatti víztestjei a víztermelések és közvetett vízkivételek hatására bekövetkező kedvezőtlen összetételű vizek térnyerésének vizsgálata (az úgynevezett intrúziós teszt) alapján jó állapotúak.

A felszín alatti víztestek kémiai állapotának értékelése, minősítése, térképi és szöveges bemutatása különös tekintettel a meghatározott küszöbértékekhez képest tapasztalt túllépések térképi bemutatására, a túllépések tényleges veszélyességének értékelésére az ivóvízadóokra vonatkozóan zajlott. A diffúz eredetű nitrát és ammónium esetében az egybefüggő szennyezett területek megállapítása és a nitrát-érzékeny területek elemzése, a felszín alatti vizek nitrát-szennyezettségének összefoglalása, a FAV vízminőségi adatbázis pontosítása, kiegészítése, vízminőségi trendek ellenőrzése volt a cél.

A kémiai állapotra vonatkozó tesztek alapvető célja a felszín alatti vízhasználatot, illetve a felszín alatti vizektől függő ökoszisztémát veszélyeztető szennyezések feltárása, a szennyezett területek meghatározása és az esetleges időbeli vízminőségi változások értékelése. Az alkalmazott módszertan megfelel a Víz Keretirányelvben, a Felszín Alatti Vizek Védelme Leányirányelvben rögzített követelményeknek és követi az ezzel a témakörrel foglalkozó EU- munkacsoport által összeállított útmutatót.

A minősítések végrehajtásához a következő elemzések, illetve vizsgálatok (tesztek) szükségesek:

— Egyes monitoring kutakban észlelt túllépések vízhasználatokra és ökoszisztémákra való veszélyességének ellenőrzése, a szennyeződések ellenőrzése és a szennyezett területek meghatározása.

— Diffúz szennyeződések kiterjedésének (elsterjedésének) meghatározása.

— Felszíni víztestek kémiai állapotát veszélyeztethető felszín alatti víztestek azonosítása.

— Felszín alatti vizek kémiai állapota miatt szennyeződött vizes élőhelyek és szárazföldi ökoszisztémák azonosítása (A felszín alatti vizektől károsodott szárazföldi ökoszisztémákra vonatkozó elemzés jelenleg folyik. A központilag rendelkezésre álló információk alapján nem ismert olyan jelentős ökoszisztéma károsodás, amelyet a felszín alatti víz nem megfelelő kémiai állapota okozott volna.).

— Szennyezési trendek elemzése a kijelölt VKI monitoring kutak alapján.

A 185 db felszín alatti víztest közül az elemzések alapján 38 gyenge kémiai állapotú, és ezeken túlmenően a trendvizsgálat alapján 5 víztest kockázatos állapotú.

A gyenge kémiai állapotú víztestek döntő része (23 db) sekély porózus vagy sekély hegyvidéki víztest (8 db). Ezek esetében az is jellemző, hogy ez az összes sekély porózus víztestnek 42%-a, míg a sekély hegyvidéki víztestek esetében ez az arány 36%.

A karszt-víztestek közül 4 gyenge kémiai állapotú, ez összes számukhoz képest 30%.

A hegyvidéki és a porózus víztestek általában védettek. Közülük csak három gyenge állapotú, mindegyik vízbázis veszélyeztetettsége miatt.

A termál karszt és a porózus termál víztestek kémiai állapota mindenütt jó.

Jelentőségük miatt, az okok közül kiemelendő a sérülékeny ivóvízbázisok veszélyeztetettsége, amely miatt 9 sekély víztest (nagyvárosok környezetében (Pécs, Szombathely, Szekszárd, Debrecen, a Duna Budapest feletti balparti területeihez kapcsolódó víztestek és az Ipoly-völgy, a Sajó–Hernád völgye), ill. 3 karszt (a Dunántúli-középhegységben, Veszprém környezete) víztest gyenge állapotú. Ebből 7 víztestnél már a termelővíz is szennyeződött, a többi esetben a szennyeződés a megfigyelő kutakban volt kimutatható. A leggyakoribb szennyezőanyag a nitrát, amelyhez csak néhány víztestnél triazin, szulfát, ammónium és klórozott szénhidrogén szennyezettség is társul.

Az okok közül a diffúz eredetű nitrátszennyezés a leggyakoribb. Összesen 30 víztestet érint, amelyek közül 8 a vízbázisok miatt gyenge állapotú víztestek között is szerepel. A gyenge kémiai állapotuk diffúz mezőgazdasági eredetű terhelésből adódik. A legjelentősebb szennyezett területek, ahol a sekély vagy karszt-víztestek több mint 20%-ban szennyezettek: a Dunántúli-dombsági és hegyvidéki víztestjei általában, a Gödöllői-dombság, valamint a Duna–Tisza közí hátság és a Nyírség déli előtere.

A vizsgálati módszerek és eredményeik részletes bemutatását a tervezés keretében készült háttéranyagok tartalmazzák.

A határokkal osztott felszín alatti víztestek állapotát és a Magyarországon javasolt intézkedéseket bemutató össze-foglalókat készítettünk az albizottsági egyeztetésekhez és az ICPDR (International Commission for the Protection of the Danube River) számára.

Az Országhatárokon áthúzódó felszín alatti víztestek vizsgálata című témához is kapcsolódóan rövid háttéranyagok elkészítésére került sor.

Termékek: A Vízyűjtő-gazdálkodási tervek készítése című KEOP-2.5.0.A kódszámú projekt megvalósításához kapcsolódó pályázati szerződésben meghatározott adatbázisok, jelentések, térképmellékletek.

Együttműködő partnerek: KvVM, VKKI, Kövizigek és az Öko Zrt.

Kapcsolódó szerződések, kutatási témák, pályázatok

Kapcsolódó szerződés: Szerződés a „Vízyűjtő-gazdálkodási tervek készítése” című KEOP-2.5.0.A kódszámú projekt megvalósítása a tervezési alegységekre, valamint a részvízyűjtőkre, továbbá ezek alapján az országos vízyűjtő-gazdálkodási terv, valamint a terv környezeti vizsgálatának elkészítése témakörben, az Öko Zrt-vel.

Kapcsolódó OTKA pályázat: A talajvíz nagy arzéntartalmának eredete fiatal medencékben

Kutatásvezető: Szócs T.

Az Országos Felszín Alatti Vízmegfigyelő Hálózat működtetése, az adatok értékelése

Témavezető: Rotárné Szalkai Á.

A kutatás célja: A MÁFI Országos Felszín Alatti Vízmegfigyelő Hálózata az ország legfontosabb régióiban (Alföld, Dunántúli-középhegység, Dunántúl, Pilis–Gerecse) szolgáltató információt a felszín alatti vizek mennyiségi állapotáról.

Az észlelőhálózat kútjai az EU Víz Keretirányelv által megkövetelt operatív monitoring-rendszer, illetve 81 megfigyelőkútja a jelentési monitoringrendszer részét képezi. A mennyiségi monitoring megfigyelések célja a kijelölt 108 víztest állapotának és változásának jellemzéséhez szükséges adatszolgáltatás az EU felé küldendő rendszeres jelentési kötelezettség teljesítéséhez.

Előzmények: A monitoringrendszer kialakítása az 1970-es években kezdődött, elsősorban a földtani alapfúrásokból kialakított megfigyelőkutak létrehozásával. Ezt követően a megfigyelési hálózat a különböző igényekhez igazodva változott. Az 1980-as években a monitoring kutak száma a földtani térképezés során mélyített fúrások megfigyelőkutakká alakításával bővült, elsősorban a Kisalföld és a Szigetköz térségében. Az 1990-es években a bányabezárásokhoz kapcsolódva a Dunántúli-középhegység területén megszűnő bányavállalatoktól átvett megfigyelőkutak jelentették a megfigyelő-hálózat további bővítését, amelyek célja a karsztvízszint regenerálódásának nyomon követése a középhegységi fő-karsztvíztároló egész területén. A megfigyelőhálózat üzemeltetése révén közel 40 éves felszín alatti vízszint-idősorokkal rendelkezünk az ország szinte teljes területén.

A 2009. évben elvégzett feladatok: folytattuk az ország területét behálózó, mintegy 160 észlelőkútból álló vízföldtani megfigyelőhálózat működtetését és értékelését. A működtetés magába foglalja az észleléseket, a mérések biztosításához nélkülözhetetlen, saját forrásból elvégezhető kútkarbantartást, az adatfeldolgozást,

valamint az adatszolgáltatást. Az észlelés költségeit változatlanul külső forrásokból biztosítottuk.

Az adatok értékelését elsősorban a MÁFI Vízföldtani osztályán végzett projektekhez kapcsolódva végeztük. Részt vettünk a vízgyűjtő-gazdálkodási tervhez kapcsolódó, felszín alatti víztestek mennyiségi állapotának értékelésében. A karsztvízszint változásának részletes vizsgálatát végeztük a D-Bakony–Zalai-medence regionális hidrogeológiai modellje és a felszín alatti áramlás szimulációja c. projekthez kapcsolódva.

Részt vettünk az NFÜ által meghirdetett meghívásos pályázaton (A Víz Keretirányelv végrehajtásához kapcsolódó monitoring rendszer fejlesztése, KEOP 2.2.2.), amelynek célja a MÁFI felszín alatti vízmegfigyelő hálózatának fejlesztése, az észlelőkutak felújítása, távadós vízszintregisztráló műszerrel történő felszerelése. A pályázat előkészítése során felmértük az észlelőkutak műszaki állapotát, illetve kidolgoztuk a távadós műszerek beépítésére, valamint a távadás biztosítására alkalmas, biztonságos kútfej tervét, meghatároztuk műszaki felteleit. A D-Bakony–Zalai-medence regionális hidrogeológiai modellje és a felszín alatti áramlás szimulációja projekthez kapcsolódva mintaterületet alakítottunk ki, ahol a tervezett új kútfej kialakítást, illetve a távadós mérési módszert teszteltük.

Termék: Észlelési adatok adatbázisa, adatok szolgáltatása a Vízrajzi Évkönyv számára, KEOP pályázati dokumentáció.

Együttműködő partnerek: KvVM, VKKI, Kövizigek, Környezetvédelmi Felügyelőségek, Vituki.

A Déli-Bakony–Zalai-medence regionális hidrogeológiai modell és felszín alatti áramlás szimuláció, (Karsztvíz kutatási projekt 2006–2009)

Témavezető: Tóth Gy.

A kutatás célja: a Déli-Bakony–Zalai-medence regionális hidrogeológiai modellezéséhez szükséges földtani, vízföldtani, vízgeokémiai és geotermikus adatbázis-fejlesztési, értékelési feladatok elvégzése, amellyel a térségi új hévíz-gazdálkodási és részben geotermikus energia-gazdálkodási renchez járult hozzá.

Előzmények: A kutatási téma előzményeként nevesíthetjük azokat a 2006-ban megkezdett Hévízi-tó környéki vízföldtani kutatásokat, melyeket a Hantken Miksa alapítvány által összefogott kutatói konzorcium részeként a MÁFI is végzett. A 2009-es záróév már a MÁFI központi szerepével a kutatások összefoglalása és az új vízgazdálkodási rendre való javaslattétel volt.

2009-ben elvégzett feladatok:

— Térinformatikai, földtani-műszaki adatbázis létrehozása a munka támogatására (~200 kút földtani, vízföldtani, műszaki adatainak pontosítása, adatbázisban rögzítése).

— Földtani ismeretek reambulálása, kiegészítése (terepbejárás; újabb adatok és információk értékelése, a vízföldtani koncepcionális és numerikus modellhez szükséges szinttérképek elkészítése, a térség 3 dimenziós térmodelljének elkészítése, a földtani kép alapján kirajzolódó vízföldtani blokkok kijelölése, jellemzése, a koncepcionális modell kialakítása).

— Új vízszintregisztráló műszerek, illetve távadós szondák telepítése, távadós rendszer kiépítése (9 db távadós szonda telepítése megtörtént és a mérési adatok az interneten naprakészen hozzáférhetők: www.dataqua.hu)

— Szennyezőforrások felmérése (a Hévízi-tó 2000-ben meghatározott sérülékeny védőterületi részein, légifotók alapján a karsztvízkészletre potenciális veszélyt jelentő felszíni illegális hulladékelhelyezések helyszíni felmérése, jellemzése és minősítése megtörtént).

— Karsztvízrendszer minőségi állapotfelmérése (archív adatok áttekintése és rendszerezése, új vízkémiai vizsgálatok, az adatok feldolgozása, vízkémiai paraméterek időbeli és térbeli változásának elemzése alapján).

— Karsztvízkészlet mennyiségi állapotfelmérése. A csapadékidősorok értékelése a beszivárgás alakulásának becsüléséhez, a vízszintváltozások értékelése a megfigyelőkutak és a források alapján. Az állapotfelméréshez összeállított: Csapadék (23 meteorológiai állomás adatai 1951-től), beszivárgási adatsorok, termelési adatsorok 1970-től, beszivárgás számítások, karsztvízszint idősorok (közel 80 kút mérési adatainak) elemzése, értelmezése alapján. Karsztvízszint, és karsztvízszint-változási térképsorozat szerkesztése.

— Vízföldtani koncepció kialakítása (a kialakított koncepcionális modell pontosítása, alátámasztása érdekében, dinamikus faktor analízis alkalmazásával)

— Numerikus felszín alatti vízáramlás modell elkészítése (3D-s, permanens és tranzien)

— Az elvégzett munkák alapján a térség karsztvíz-háztartásának értékelése, az érvényben lévő jogszabályok és az EU Víz Keretirányelve alapján javaslatok készítése a térségi vízgazdálkodás és vízjogi engedélyeztetés számára

Az elvégzett munkák eredményeit jelentésben foglaltuk össze, és a Vízgyűjtőgazdálkodási Terv közmeghallgatási fórumain mutattuk be (www.vizeink.hu). Az eredmények egyik fontos végtermékének címe: A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI), a Nyugat-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság (Nyudu-Kövizig) és a Nyugatdunántúli Környezetvédelmi, Természetvédelmi és Vízügyi Felügyelőség (Nyudu-KTVF) által közösen kidolgozott vízgazdálkodási koncepció a Hévízi-tó felszín alatti vízgyűjtő területére (kt.4.1. termálvíztest és a k.4.1. hideg karsztvíztest). Megtalálható az illetékes felügyelőség honlapján: http://nydtktvf.zoldhatosag.hu/images/dok/HEVIZ_vizkeszletgazdalkodasi_koncepcio.pdf

Szigetközi monitoring

Témavezető: Scharek P.

A kutatás célja: A Duna magyarországi felső szakaszán végzett beavatkozások megváltoztatták és megváltoztatják a felszíni vizek áramlási sebességét, vízminőségét, a medrek állapotát. Azokon a helyeken, ahol e vizek jelentik a felszín alatti vizek utánpótlódását, a változásokat a ható mederszakaszokhoz lehető legközelebb telepített kutakkal, szondákkal lehet/kell nyomon követni.

Előzmények: A Magyar Állami Földtani Intézet 1994 óta rendszeres földtani monitoringot végez a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium (ill. jogelődjei) megbízásából a Duna Rajka–Nagybajcs közötti szakaszán. A kutatások célja a beavatkozással érintett folyamszakasz mentén a felszíni víz – felszín alatti víz kapcsolatának dokumentálása és viszonyuk meghatározása a földtani képződményekkel. A rendszeres (évszakonkénti) mintavétel eredményei alapján adatokat kapunk a legfontosabb változások idő- és térbeli elhelyezkedéséről és ezeket évente a döntéshozók és a többi tudományág képviselőinek rendelkezésére bocsátjuk. A Szigetközi Földtani Monitoring eredményeit rendszeresen értékeljük és az értékelést internetes publikációkban közzétesszük:

<http://www.szigetkoz.biz/monitoring/monitoring.htm>
<http://www.szigetkozi-monitoring.hu/munkacsoport/MAFI2004/mainpage.htm>

2009-ben elvégzett feladatok: Az év elején tartott témamegbeszélés után az előző évivel azonos volumenű munkára kaptunk

megbízást. E szerint kezdtük el a munkát. 2009. március 25-én az éves kutatási keretünk 2/3-ad részét zárolták. Ez alapján csak a minimális terepmunkát és terepi műszeres vizsgálatokat tudtuk elvégezni. A vett vízmintákból csak a februári minták elemzését tudtuk elvégezni, a többi, konzerválva a későbbiekben vizsgálható lesz a laboratóriumban is, ehhez azonban biztosítani kell a pénzügyi hátteret.

1. A medermenti szondázás és a terepi vízkémiai vizsgálatok folytatása. Húsz észlelési ponton mintavételt és terepi vizsgálatot végeztünk négy alkalommal (2009. február 16–19., május 25–28., július 27–30. és október 5–8-án, alkalmazkodva a Duna vízjárásához).

Vízkémiai vizsgálatok:

A helyszínen pH, Eh (vezetőképesség), lúgosság, oldott O₂, valamint víz- és léghőmérséklet mérés.

A vett mintákból (kb. 35 db februári mintából) rutin vízkémiai elemzés, mely magában foglalja: pH, vezetőképesség, lúgosság és KOI mérése mellett a kationok (K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, NH₄⁺) és anionok (Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, NO₂²⁻, PO₄³⁻), H₂SiO₃ meghatározását.

A szélesen értelmezett toxikus nehézfémek (Li, Be, B, Al, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, Ba, Tl, Pb, Bi, U) vizsgálata ICP MS műszerrel a MÁFI akkreditált laboratóriumában fúrású vízmintákból és szondázásokból szintén csak a februári mintákból (kb. 35 db).

2. Aktuálgeológiai megfigyelések. Az aktuálgeológiai megfigyeléseket 1986-ban kezdtük a Szigetközben. A vizsgálatokat 1991-ben megismételtük, majd az észlelések 1994-től váltak folyamatosszá. 1995-ben 9 db megfigyelési pontot választottunk ki a főmederben és a hullámtéri mellékágak mentén. Az egyes helyszínek különböző típusú, de a Szigetközben gyakori és jellegzetes szedimentációs-eróziós folyamatokat, beszivárgási-megcsapolási viszonyokat jellemeznek.

2009-ben 9 helyszínen folytattuk a megfigyeléseket egy alkalommal (az őszi kisvíz idején).

3. Az adatok feldolgozása

Éves jelentés készítése a szondavizsgálatok, helyszíni vízvizsgálatok és a MÁFI laborban elkészülő vizsgálatok 2009. évi eredményeiről

Együttműködő partnerek: MTA Szigetközi Munkacsoport, Vituki, Észak-dunántúli Környezetvédelmi Felügyelőség Laboratóriuma

KÖRNYEZETFÖLDTANI KUTATÁSOK

Geokémiai térképek

Témavezető: Kuti L.

A kutatás célja: A jobb internetes megjelenítés céljából rendszerezük, egységesítjük és aktualizáljuk az eddig elkészült geokémiai térképeket, valamint újabb adatgyűjtéssel kiegészítjük a korábbi térképezések során meg nem mintázott területeket, hogy végeredményként egy a ténylegesen létező adatokból, egységes szemlélettel, a mai kívánalmaknak megfelelő jelkulccsal megszerkesztett térképeket kapjunk, melyek segítségével megalapozhatjuk a kimutatható geokémiai anomáliák vizsgálatát és tisztázását.

Előzmények: Magyarország területéről az elmúlt közel két évtizedben különböző szempontok és különböző jelkulcsok alapján, különböző méretarányban és különböző felfogásban készültek geokémiai térképek:

1. Magyarország (áttekintő) geokémiai atlasza (ez látható a MÁFI honlapon);

2. A hegyvidéki területek geokémiai térképezése;

3. A FOREGS térkép.

A hegyvidéki geokémiai térképezésnek azonban már a felvétele sem történt meg minden hegységünkben, ezért ezt most pótolni kell.

A felvételek olyan módszeregyüttessel készültek, amely nem csak az alapszint értékek meghatározását tette lehetővé, de egyúttal megbízható képet nyújtott a környezeti terhelés mértékéről és az esetleges ércesedések perspektíváiról is.

Magyarország geokémiai térképsorozatának elkészítésének az volt a legfontosabb célja, hogy a felszíni környezetünkre és több nyomelemre jellemző geokémiai háttérértékeket meg lehessen határozni. Ez segítette és segítheti a talajokban és általában a környezetben megismert, esetenként nagy koncentrációk értelmezését és megítélését.

2008-ban első lépésként megkerestük és összegyűjtöttük a korábbi kutatások különböző helyeken és formában tárolt alapadatait, majd egységesítettük a mintavételi pontok koordinátáit. Mindezekkel párhuzamosan pótlólagos terepi felvételezést végeztünk a Soproni-hegységben pótlandó a korábbi térképezésnél elmaradt mintavételezést. Ezt követően a rendelkezésünkre álló adatok feldolgozásával, figyelemmel a hasonló külhoni térképekre, az EU direktívákra és a hazai jogszabályokra kidolgoztuk az új térképek jelkulcsát. A szerkesztés kívánalmainak és előírásainak megfelelően térképre vittük négy elem (As, Zn, Ni, Cu) adatait, és megszerkesztettük Magyarország területére az arzén- és a nikkeltérképek első digitális változatát.

E feladat keretében csatlakoztattuk a Szennyezett vízgyűjtők modellezése című Norvég Alap Pályázatot is.

2009-ben elvégzett feladatok: Folytattuk Magyarország egységes geokémiai térképeinek elkészítését a jobb internetes megjelenés céljából a 2008-ban kidolgozott jelkulcsok és módszer alapján. 2009-ben térképre vittük a további rendelkezésünkre álló elemek (B, Cd, Co, Cr, Hg, Ni, Sr, Zn) adatait és megszerkesztettük ezek országos térképeit. A megszerkesztett térképek jelen formájukban készen állnak az internetes megjelenítésre. Megkezdtük a 2008–2009-ben elkészült térképváltozatokhoz rövid magyarázó szövegek megírását. A magyar nyelvű változat kéziratos formában elkészült, és előkészületben van az angol nyelvű változat elkészítése is. E téma keretében, az országos geokémiai térképek pontosítása céljából elkezdtük a rudabányai Andrassy III. külfejtésben az 1960-as években mélyült B-jelű fúrások (kb. 400 db) válogatását, rétegsorának korszerű szemléletű átértékelését és táblázatba foglalását egy olyan adatbázis elkészítése céljából, melynek alapján a képződmények térbelisége megjeleníthető annak érdekében, hogy az ércesedés és a szerkezetalakulás kapcsolatát igazolni tudjuk. A munka eredményeként lehetővé válik a térség pontos geokémiai értékelése. Ugyancsak e téma keretében folytattuk a rudabányai Andrassy II. bányatelek Barbara nevű külfejtésének északi falában, 1986-ban létesített miocén szelvény anyagvizsgálati eredményeinek kiértékelését. Ezt a munkát részben az imolai víznyelőben lévő, nehezen megközelíthető bretkai alapszelvény alternatívájaként való bemutatás, részben az esetleges bányanyitás egyik korlátozó tényezőjeként való figyelembevétel indokolta. A Norvég Alap Pályázat keretében megkezdtük a nemzetközi együttműködésben folyó módszertani kutatásokat a szennyezett vízgyűjtők modellezésére, különös tekintettel a bányászat veszélyeztetette területekre. A terepi észlelést, adatgyűjtést romániai partnerekkel együttműködve először a nagybányai Erzsébet-bánya (Románia) bányászati vízgyűjtőjében végeztük el. Geokémiai célú mintázást végeztünk a patakfordulóiban, az ártéri üledékben és patak vizében. Megkezdtük a GIS-

adatbázis felépítését a recski és az Erzsébet-bányai kutatási területre. A projekthez a Babes-Bolyai Egyetemről egy BSc és egy PhD diák, a Szent István Egyetemről egy PhD diák csatlakozott.

Együttműködő partnerek: North University of Baia Mare, Romania

Kapcsolódó pályázatok, szerződések

Szennyezett vízgyűjtők modellezése c Norvég Alap Pályázat.
Kutatásvezető: Jordán Gy.

A talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer összefüggéseinek agrogeológiai kutatása

Témavezető: Kuti L.

A kutatás célja: A talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer agrogeológiai törvényszerűségeinek feltárása, folyamatainak kutatása, a földtani és a biológiai közeg kapcsolatainak, összefüggéseinek kutatása, a talajtani kutatások földtani megalapozása, a gyakorlati mezőgazdaság ellátása információkkal, és problémái megoldásának keresése, az agrár-környezetvédelem földtani tényezőinek vizsgálata.

Az 1:100 000-es agrogeológiai térképsorozat folytatása a meglevő archív adatok értékelésével, felhasználásával. A térképsorozat lapjai között olyan jellegű térképek elkészítése, amelyek Magyarország talajainak, illetve talajvízeinek környezetföldtani jellemzéséhez is alapadatként használhatók.

Az EU Talaj Keretirányelvhez kapcsolódó feladatokhoz egy rendszerezett adatbázis kialakítása.

Az évekkel ezelőtt megkezdett észak-borsodi terület 1:25 000-es méretarányú, egységes szemléletű, környezetállapotot bemutató térképsorozat elkészítése, amely számíthat többek között a nemzeti parkok, illetve a Vízügyi Igazgatóság érdeklődésére.

Előzmények: Az agrogeológiai térképsorozat keretében már elkészültek az Alföld teljes területére és a Kisalföld nagy részére az 1:100 000-es méretarányú térképek. A sorozat egyes térképi tematikáit (pl. a felszín alatti kőzetkifejlődés) már 1:500 000-es méretarányban is megszerkesztettük az ország teljes területét lefedően, illetve a laza üledékes sík- és dombvidéki területekre. E térképek alapját képezik többek között a Magyarország felszín alatti vizeinek érzékenységet meghatározó környezetvédelmi jogszabályoknak.

1996-ban kezdődött — mintaterületi igényességgel — az észak-magyarországi terület környezetföldtani térképezése. Ennek során a kiválasztott területen 1:25 000-es méretarányú fölvételezést folytattunk, különös tekintettel a szilárd kőzeteket fedő laza üledékekre. Ezzel párhuzamosan részletes hidrogeológiai felvételezés történt a források, illetve a völgyekben a talajvíz kémijának megismerésére. A korábban elkészült résztérképek alapját képezték többek között a szlovák–magyar környezetföldtani határmenti együttműködésnek az Aggteleki-karszt területén.

2009-ben elvégzett feladatok: Összefoglalva az agrogeológiai térképező munkák eddigi eredményeit elkészítettük Magyarország 1:500 000-es agrogeológiai térképeinek CD kiadványát a 2009. szeptemberében megrendezett nemzetközi Agrogeológiai Konferencia számára.

Megszerkesztett agrogeológiai térképeinket a nemzetközi projekt igényei szerint szolgáltatjuk a készülő Európai Talajgeokémiai Atlasz részére is.

E feladat keretében befejeztük a Bugaci-mintaterület 2008-ban elkezdett geokémiai feldolgozását és részletes kiértékelését.

Folytattuk az agrogeológiai mintaterületeken telepített talajvízmegfigyelő kutak észlelését és mintázását, valamint a kapott adatok kiértékelését, az eredményekről előadásokon és publikációkban számoltunk be. E feladat keretében befejeztük a Sajó–Bódva-szög környezetföldtani térképeinek szerkesztését. A Geoinformatikai osztályon folyamatban van a honlapon történő megjelenítés előkészítése. Ezzel párhuzamosan elkészült e terület környezetföldtani térképezésének összefoglalója. Részt veszünk a EuroGeoSurveys 2008-ban kezdődött GEMAS (Európai Mezőgazdasági és Legelő Területek Geokémiai Térképezése) Programban (2008–2011), amely az Európai Bizottság, illetve az Európai Bányászati Szövetség felkérésére indult. Ez év végére elkészültek a vizsgálati eredmények, s hozzáfogtunk az adatok ellenőrzéséhez.

Az e feladat keretében csatlakoztatott Mexikói–magyar környezetföldtani együttműködés című TÉT pályázat eredményeiről önálló működési jelentés készült.

Együttműködő partnerek: A GEMAS programban részt vevő európai földtani intézetek.

Kapcsolódó pályázatok, szerződések

EuroGeoSurveys Geochemistry Expert Group: Geochemical Mapping of European Agricultural and Grazing Lands Project (GEMAS) (2009–2011).

Kutatásvezető: Jordán Gy.

Mexikói–magyar környezetföldtani együttműködés TÉT pályázat.

Kutatásvezető: Scharek P.

Településgeológia

Témafelelős: Szurkos G.

A kutatás célja: Budapest esetében a kerületek településgeológiai térképsorozatának elkészítése, ami segítséget nyújthat az önkormányzatok építészirodáinak és környezetvédelmi részlegeinek munkájához, hiszen a térképsorozatban vízföldtani, környezetföldtani és építésalkalmassági térképek találhatók. A budapesti agglomerációban a feladat hosszú távú célja az agglomeráció komplex földtani–vízföldtani–környezetföldtani–településgeológiai tudásbázisának kialakítása, ami alapján a Fővárosi Önkormányzat, a kerületi önkormányzatok, az agglomerációs terület önkormányzatai valamint az illetékes tárcák megalapozott döntéseket hozhatnak közlekedési, városfejlesztési, turisztikai, hulladékelhelyezési, nyersanyagkutatási, környezetföldtani, geotermikus, földhő-hasznosítási, építésföldtani, közmű-geotechnikai stb. kérdésekben. A feladat megalapozásához elvégezzük a budapesti agglomerációról korábban megszerkesztett építés- és környezetföldtani térképsorozatok szakmai felülvizsgálatát és térinformatikai rendszerbe integrálását, valamint elkészítjük a térképsorozat magyarázóját.

Előzmények: Budapesten a 2001-ben elkezdődött Településgeológiai térképsorozat 6 db kerületre elkészült. A téma folytatása lehetővé teszi a kerületek Településgeológiai Atlasz sorozat kiadásának megkezdését. Az agglomeráció térképsorozata korábban elkészült, ami kisebb átdolgozást igényelt a magyarázó megírása miatt.

2009-ben elvégzett feladatok: 2009-ben befejeztük a XIII. kerület Településgeológiai térképsorozatát és magyarázóját. Elkészült az agglomeráció térképsorozatának kisebb átdolgozása és a magyarázójának megírása. Az agglomeráció térinformatikai átdolgozása folyamatban van, így az 2010-ben megjeleníthető lesz

a MÁFI honlapján. A feladat keretében készült el Szurkos G. témavezetésével Mándi Mária környezetmérnök hallgató (SZIE) A talajvíz szennyeződésének vizsgálata Budapest VIII. kerületében, különös tekintettel a közkertekre c. szakdolgozata.

Együttműködő partnerek: MÁELGI, önkormányzatok, KDV KTVF.

Termék: 2009-ben befejeztük a XIII. kerület Településgeológiai térképsorozatát magyarázóval. Elkészült az agglomeráció térképsorozatának kisebb átdolgozása és a magyarázójának megírása.

KÖZREMŰKÖDÉS AZ MBFH ÁLLAMI FÖLDTANI FELADATAINAK ELLÁTÁSÁBAN (MBFH–MÁFI KÖZREMŰKÖDÉSI MEGÁLLAPODÁS ALAPJÁN)

Előzmények: A Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH) és a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) 2008. márciusában közreműködési megállapodást kötött a 267/2006. (XII. 20.) kormányrendelet 6. §-a szellemében. A megállapodás értelmében a MÁFI közreműködik az MBFH 2007–2010 időszakra szóló stratégiai tervében szereplő egyes feladatok 2009. évre vonatkozó részének teljesítésében.

A koncesszió alapuló engedélyezés hangsúlyosabbá tétele, potenciális területek meghatározása

Témavezető: Scharek P.

A kutatás célja: Részvétel a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal állami feladatainak ellátásában.

Előzmények: A Magyar Bányászati és Földtani Hivatal (MBFH) elnöke és a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) igazgatója 2008. elején közreműködési megállapodást kötött az MBFH 2008. évi Intézkedési Terv 1.4. pontjában foglalt A koncesszió alapuló engedélyezés hangsúlyosabbá tétele, potenciális területek meghatározása c. feladat közös végrehajtására.

A feladat keretében 2008-ban egy tanulmány készült, mely tervet tartalmazott a program szakmai-technikai részleteiről, a minősítés szempontjairól valamint költségbecslést annak kivitelezésére és időbeli ütemezésére (2010-ig).

A jelenleg ismert, 1565 db szabad területről csak település szintű adatok vannak az Országos Ásványvagyon Mérlegben. A korszerű információs rendszer kiépítéséhez szükség van a kutatási terület, ill. a készletszámítási egységek sarokpont-koordinátáira, egységes EOV rendszerben, digitális topográfiai alapon. Ugyancsak hiányzik a nyersanyagot tartalmazó földtani képződmény pontos közzétett típusa és rétegtani helye, mely alapján az adatbázis összekapcsolható a MÁFI digitális földtani térképével, ill. fűrési adatbázisával.

A végső cél az eddigi szabad területek olyan minősítése, mely alapján eldönthető a területek nyilvántartásban történő tartása, vagy az onnan történő törlésük. Ezek alapján kialakulhat egy tényleges kép az ország ismert és hasznosítható ásványvagyon készleteiről.

2009-ben elvégzett feladatok: A 2008-ban átadott jelentés alapján ez évben szóban felkérést kaptunk egy 35 területről álló adatbázisminta elkészítésére 2009. június 30-ig. A minta minden tagja az Észak-magyarországi Bányakapitányság területére esik. Az adatgyűjtésben és értékelésben hasznos segítséget kaptunk a Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár dolgozóitól mind Budapesten, mind Salgótarjánban.

Ennek segítségével — egy kivétellel — sikerült felderítenünk a szabad területek topográfiai, adminisztratív és földtani adatait. Több esetben fény derült belső ellentmondásokra, adathiányra. Ezek megoldása egy tényleges megbízás keretében, szakértők közreműködésével oldható meg.

Együttműködő partnerek: Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet

Szakmai tanácsadás a geotermikus feladatok ellátásához (Geotermikus energia- és hővízhasznosítások hidrogeológiai megalapozása)

Témavezető: Tóth Gy.

A kutatás célja: A téma az MBFH geotermikus feladataihoz (Földhő hasznosítás területén szakmai bázisszerep betöltése) kapcsolódik, háttér tanulmányok és szakértői közreműködés biztosításával, regionális és típusterületi hatásvizsgálatok megalapozására szolgáló áramlási és hőtranszport-modellezések készítésével. További cél a korábbi XL-Pannon modellünk továbbfejlesztése, a határokkal osztott termálvíztestek víz- és energia-gazdálkodásának megalapozására.

Előzmények: A kutatási téma előzményeként 2008-ban kialakítottuk és tipizáltuk a főbb geotermikus hasznosításokat a jelenleg ismert műszaki megoldások változatai és a hidrogeológiai, geotermikus természetes rendszerek főbb típusai kombinációiként. Közvetlen előzményt jelentett a határon átnyúló együttműködésekre vonatkozó pályázatok előkészítése a geotermikus energiahasznosítások és hővíztermelések harmonizációjátémakörökben.

2009-ben elvégzett feladatok: Kidolgoztuk azt az elvi követelményrendszert, mely alapját képezheti a határon átnyúló, EU-s jogszabályoknak is megfelelő, hővíz-gazdálkodási és geotermikus energia gazdálkodásnak. Ezek a következők:

— kutatások, mérések és elemzések végzése a határmenti régióban a határral osztott termálvíztest részletes és komplex kiértékelése céljából,

— a termálvíztartó képződmények földtani-hidrogeológiai modelljének elkészítése, amely a monitoring és a termálvizekkel kapcsolatos gazdálkodási feladatok alapjául szolgál,

— áttekintés készítése a hőszivattyúk jelenlegi felhasználásáról a célterületen,

— a termálvíz felhasználás legjobb gyakorlatának módszerének meghatározása,

— javaslatkészítés a geotermikus energia racionális felhasználására,

— javaslatok készítése a határmenti régióban a termálvíz készletekkel történő közös gazdálkodásra és monitorozásra.

Az év folyamán elkezdődött két nemzetközi pályázat (T-JAM szlovén–magyar és Transenergy osztrák–szlovák–szlovén–magyar) végzése módot ad a fentiek gyakorlati megvalósítására is. Ehhez néhány hazai és határokon túli hideg- és termál-víztestek közötti vízforgalom meghatározásával folytattuk az XL-Pannon modell fejlesztését.

2009-ben a főváros pesti oldalán olyan regionális áramlási, oldott anyag- és hőtranszport-modell építését kezdtük el, amely képes együttesen kezelni a teljes felszín alatti vízrendszert és az azt befolyásoló, a városi környezetben fellépő peremfeltételeket is.

Termék: Az elvégzett munkák eredményeit jelentésben foglaltuk össze. Az eredmények fokozatosan beépülnek az említett két jelentős nemzetközi pályázat megfelelő munkacsomagjába is. A fővárosi sekély geotermikus rendszer modellezési eredményeit a berlini Feflow Users Conference geotermikus szekciójában is ismertettük.

KÖZSZOLGÁLATI FELADATOK

Közszolgálati tevékenységünk keretében részben kutatási feladataink anyagvizsgálati, informatikai, szakirodalmi és összehasonlító gyűjteményi igényeit elégítjük ki, részben eleget teszünk intézetünk nemzeti közintézményi jellegéből adódó információszolgáltatási kötelezettségeinek.

Országos Földtani Szakkönyvtár és Kiadványszerkesztőség

Vezető: Piros O.

Az Országos Földtani Szakkönyvtár a 2009. évi tervben megfogalmazott elképzelésnek eleget téve a teljesség igényével gyűjtötte a Kárpát-medence földtani irodalmát, melyet állományába épített, megőrzött, feltárt és az olvasók kérésének megfelelően szolgáltatott. Szakirodalmi ellátást biztosított a TinWeb könyv adatbázisból, a GeoRef, CD-n megjelenő adatbázisából, az EISZ-en keresztül elérhető adatbázisokból, illetve az előfizetések révén hozzáférhető on-line folyóiratokból.

Kutatóink és olvasóink szakirodalmi ellátását segítjük olvasóterminkben. Diákoknak segítséget nyújtunk témakeresésben, szakirodalmi kutatásban, bibliográfia összeállításban, a földtudományi szakirodalom megismerésében. Felhívjuk figyelmüket a módszeres irodalomkutatásra.

Közszolgálati feladatként a könyvtár muzeális anyagainak referálását végeztük a MOKKA-R könyvtári program keretében (2009. évben 52 tétel Tinlib rendszerben).

2009-ben saját és társintézményeink (MÁFI, ELGI, MBFH) munkatársain kívül a külső olvasók száma 215 fő, ebből a budapesti és vidéki egyetemekre járók száma 129 fő. Az olvasók száma az előző évhez képest emelkedő tendenciát mutat. A beiratkozott diák olvasóknak járó ingyenes másolt oldalak száma 1232.

Olvasótermünkben a helyben használt dokumentumok mennyisége kb. 2 500 leltári egység és a kikölcsozött dokumentumok száma közel 561 leltári egység.

Könyvtárunkhoz 277 írásos könyvtárközi kérés érkezett, melyet másolat vagy elektronikus, ill. postai küldés formájában teljesítettünk (970 oldal). A kérések száma nőtt, a kért összes terjedelem csökkent. Mi 59 esetben kértünk segítséget.

Adatbázisainkban 77 fő részére 137 témakörben végeztünk keresést. A találatok száma 14 216 volt. A témakörök száma növekedett, a találatok száma több mint kétszeresére nőtt, ami a céltudatosabb, szakszerűbb keresés következménye.

Az állomány védelme érdekében kutatóinknak, olvasóinknak 17 258 oldalt másoltunk. Szintén az állomány védelme érdekében gyakran használt régi könyveink digitális archiválását végeztük kb. 637 oldal terjedelemben.

Az év folyamán 195 darabbal emelkedett a könyvek száma, több mint 1610 folyóiratot vettünk leltárba. A leltározott térképek száma 144 egységgel gyarapodott. A CD, DVD, video-nyilvántartásba 13 új egységet jegyeztünk be. 2009. évre a folyóirat-rendelést intézményünk gazdasági helyzete miatt két részletben: márciusi és szeptemberi fizetéssel tudtuk intézni. A takarékoság érdekében céget is váltottunk, a SpeedUp Kft-n keresztül rendeltünk meg 23 féle folyóiratot. 3 Elsevier kiadású folyóiratot lemondunk a 2009-es évre, ezek év közben az EISZ adatbázison keresztül elérhetőek voltak.

A Tinlib adatbázisa 247 tétellel gyarapodott. A rendszerben jelenleg kereshető dokumentumok száma: 13 477.

Aktualizáltuk számítógépes adatbázisainkat és a retrospektív állományellenőrzés folyamán javítottuk manuális katalógusainkat is.

A nyári zárás idején végzett leltári számsorrendi és személyi ellenőrzés folyamán 82 esetben pótoltuk a hiányzó állományt.

Cserés partnereink adatbázisát változó adataikkal frissítettük. 2009. év végén 478 partnerrel állunk cserés kapcsolatban. Az inaktív cserés partnerek miatt az adatbázis felülvizsgálata folyamatban van. Év végén lehetőségünk volt az elmúlt évek kiadványainak postázására. Külföldi cserés partnereinknek 662 db kiadványt postáztunk.

A duplum anyagokból áprilisban és november végén 3-3 napos vásárt rendeztünk, melynek során jelentős mennyiségű duplum anyagot értékesítettünk. Ezzel helyet nyertünk a további hagyatéki és ajándékba kapott anyagok rendezésére.

Konferenciákhoz, földtani rendezvényekhez kötődően 10 alkalommal árusítottunk a könyvtáron kívül (pl. Baja, Vác, Sopron stb.).

Az intézeti kiadványokat tartalmazó kiadványtárból 2836 db könyvet, 214 db térképet, és 48 CD-t értékesítettünk. A könyvek jelentős részét a 200 000-es atlasz kötetei tették ki. Az atlaszból 269 db van még bizományban.

Együttműködési munkaanyagként 802 könyv, térkép, CD került kiadásra, ebből 324 db kötet az atlaszban közreműködők és a szponzorok példánya volt.

A földtani irodalom bemutatását 2007-ben is folytattuk. 34 bibliográfiai egységet küldtünk a GeoRef adatbázisa számára, eleget téve a szerződési kötelezettségünknek.

A Magyar Földtani Adatbázis, mely elérhető az intézet honlapjáról is, év végén 2991 rekordot tartalmazott.

Együttműködő partnerek: A földtani gyűjtőkörű könyvtárak. A Könyvtárosok Egyesülete Műszaki szekciójának tagja a könyvtár.

A kiadványszerkesztés 2009-ban elvégzett feladatai:

Megjelent: A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007. 84 p. terjedelemben.

Balla Z., Gyalog L. (szerk.): A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana (két nyelven 500 p.)

Budai T., Gyalog L.: Magyarország földtani atlasza országjáróknak 248 p.

Bárdossy Gy.: A halimbai Malom-völgy bauxitelfordulása 88 p.

Vörös, A.: The pliensbachian brachiopods of the Bakony Mountains 300 p.

Országos Földtani Múzeum

Vezető: Kordos L.

A gyűjtemény állománya 2009-ben 3213 leltári tétellel gyarapodott, és ezzel a teljes állomány 2009. december 31-én 181 274. A múzeum 2007-ben felújított Ariadne rendszerű nyilvántartásának megtörtént a próbaüzemeltetése, de 2009. évi rendszerbe állítása további számítástechnikai problémák, és az adatbevitelt végző állandó személy hiányában tovább késik. Befejeződött a Perm Gyűjtemény, és folytatódott az Ásvány-Teleptani Gyűjtemény leltározott állományának tételes felülvizsgálata (revíziója). Utóbbi esetében elkészült 24 szekrény anyagának revíziója; a leltárkönyvi és alátétcédulákon szereplő adatok szinkronizálása; az elhelyezési adatok ellenőrzése, pontosítása. A központosított, előírt természettudományi leltárkönyvek országos hiánya miatt azokkal teljesen megegyező, elektronikus adatbázisban rögzített, és kinyomtatott hitelesített papíralapú leltárkönyvek használatát vezettük be. Az Ásvány-Teleptani, a Kőzettani, az Ősgerinces, a Triász, az Eocén, az Oligocén és a Miocén gyűjtemények gyarapodásának leltári dokumentálása 2009-ben ilyen módon történt. A Szarmata Gyűjtemény leltározásának folytatását, a korábban alkalmazott rétegtani egység megítélési bizonytalanságai miatt lezártuk, a továbbiakban a szarmata leleteket a miocén leltárkönyvben jegyezzük be. Az elektronikusan rögzített múzeumi

állomány tárolása és ilyen módon folyamatos mentése érdekében az adatokat az intézeti központi szerveren is tároljuk.

Az MBFH kihelyezett adattári anyagának tanulmányozását megkeresés esetén a múzeum munkatársai végezték. A látogatók nyilvántartását az Országos Földtani Szakkönyvtár végzi.

Az Országos Földtani Múzeum ideiglenes Működési Engedélyének véglegessé nyilvánításához — a szükséges pótlásokat benyújtva — a 2008-ban megküldött kérelmünkre az illetékes minisztériumból 2009-ben nem érkezett visszajelzés.

A múzeum állománya önálló gyűjtésből a rudabányai felső-miocén hominoida lelőhelyen végzett ásátás leleteivel (az eddigi leggazdagabb, 25 tételből álló Rudapithecus és Anapithecus leletanyag előkerülésével); csordakúti és szepvizeri eocén Sireniamaradványok leletmentésével gyarapodott. Cserpák Ferenc első-sorban a pécsi Danitz-pusztá homokbányájából ajándékozott nagymennyiségű középső- és felső-miocén csontmaradványokat, és másolatokat készített a múzeum állománya számára.

A Múzeum munkatársai tudományos tevékenységük keretében budapesti könyvtárakban és kéziratárakban kutatásokat végeztek az intézet története, a magyarországi bányászat története és néprajza, Herman Ottó természettudományi és néprajzi munkássága, Versényi György és ifj. Noszky Jenő élete és munkássága, a Tiszából kihalászott ősemlecsontok, az erdélyi gömbkövek és az aggteleki Baradla-barlang régi leírása témakörben. Folytatták a tudománytörténeti gyűjtemény költözés utáni rendezését (elsősorban Reich Lajos, Hámor Géza, Szabó Lajos, Molnár József hagyatékát). Előkészítették leltározásra a gyűjtemény állományát. A Torontói Egyetemmel közösen egyhónapos nyári ásátást végeztek a rudabányai hominoida lelőhelyen, terepbejárással előkészítették a közeli alsótelekesi gipszbánya alsó-pannóniai lignites tavi összletének következő évi ásátását. Publikálásra előkészítették a rudabányai Trogontherium leletek feldolgozását. Több nyelvű (magyar, német, francia, angol, orosz) intézet bemutató tevékenységük mellett kiállítást szerveztek Pávai-Vajna Ferenc és Balogh Kálmán műveiből, Saáry Éva fényképeiből, és az intézet belső udvarán emléktábla-avató ünnepséggel emlékeztek meg Szepesházy Kálmánról. Vezettek és gondozták a múzeum gyarapodási naplóját, számítógépes nyilvántartási rendszerét; végezték a gyűjteményi revíziót, különösen az Ásvány-Teleptani Gyűjteményben; kezelték a fúrás-magminta és adattári igények biztosítását; intézték a múzeumi kölcsönzéseket. Ellátták az Ósgerinces és a Miocén Gyűjtemény kurátori feladatait, ennek keretében elvégezték a múzeum mikropaleontológia gyűjteményének állapotfelmérését, a hiányzó adatokat adattári és egyéb források felhasználásával egészítették ki.

A múzeum munkatársai biztosították az intézet és kiállításainak nyilvános látogathatóságát. 2009-ben 2601 látogató kereste fel az intézetet, amelyből 1072 diák és nyugdíjas, 23 Budapest kártyás, és a nyílt napokat igénybe vevő 1132 fő volt. Lebonyolítottuk az április 22-i Föld Napjához kapcsolódó, a Zuglói Önkormányzattal közös rendezvényt, szeptemberben az Európai Kulturális Örökség napjainak intézeti bemutatását. Helyet biztosítottunk több külső nagyrendezvény, kiállítás, tanulmányi verseny lebonyolítására.

Az állomány tanulmányozására 2009-ben 107 belföldi és 32 külföldi kutató kereste fel a múzeumot. Kölcsönzésre 7 esetben került sor. A fúrás-magminta gyűjtemény tanulmányozását 2009-ben 12 esetben vették igénybe (55 fúrás).

A 2008-ban begyűjtött 40-45-féle ásvány-, illetve kőzetmintát tartalmazó gyűjteményekből általános- és középiskolák számára 2009-ben öt kollekciót adtunk át.

A múzeum munkatársaitól 2009-ben 36 publikáció jelent meg, 61 előadást tartottak és ebből a televízióban, rádióban 31 alkalommal készült önálló műsor, vagy riport.

Laboratóriumi szolgáltatás

Vezető: Bartha A.

2009-ben elvégzett anyagvizsgálati szolgáltatások: Közreműködés az Intézet által vállalt külső szerződésekben (Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezése; Szigetközi monitoring; egyéb kisebb megrendelések). Az OTKA Műszerközpontjával kapcsolatos szolgáltatási igények és gesztorintézményi feladatok ellátása. Laboratórium saját külső szerződesei (39 darab külső megrendelő).

Az intézet kutatói által elnyert OTKA és Tét pályázatok anyagvizsgálati feladatainak teljesítése.

2009-ben megrendelt és teljesített vizsgálatok:

Megnevezés	Igényelt	Elkészült	Áthúzódo
	db		
Törzs	1358	666	692
Kőzetkémia	1311	553	758
Víz kémia	2019	1252	767
ICP-MS kőzet	223	129	94
ICP-MS víz	540	476	64
Hg (kőzet)	839	839	0
Hg (víz)	338	338	0
Szerves geokémia	113	62	51
Csiszolatkészítés	616	616	0
Izotópanalízis	294	217	77
Szediment vizsgálat	670	467	203
Őslénytani előkészítés	98	97	1
Összesen	8419	5712	2707

Egyéb tevékenységek: Szekvenciális kioldások pontosságának növelése; mérési paraméterek optimalizálása ICP-OES és ICP-MS módszerekkel témában folyamatosan végzünk elemzéseket és módszerfejlesztést több projekt számára is. Módszerfejlesztést végeztünk ércminták nemesfém tartalmának meghatározására különböző oldatos és szilárd mintás műszeres analitikai technikákkal. Ebben a témában Györe Domokos végzős vegyészmérnök-hallgató (BME) és harmadéves geológushallgató (ELTE) nálunk készítette és védte meg Nemesfém tartalmú kőzetek vizsgálata indukciós csatolású plazma módszerekkel című diplomamunkáját, melyre jó érdemjegyet kapott. Folytatódott a Kárpát-medencei bentonittelepek ásványtani-geokémiai összehasonlító vizsgálata, a Balaton-felvidéki bazaltok üregkitöltő ásványainak (zeolit, szmektit, karbonátok stb.) ásványtani, geokémiai és genetikai vizsgálata. E témában Kónya P. júniusban megszerezte az abszolutóriumot, júliusban pedig megtörtént sikeres házi védele.

Folytattuk az ICP-MS technika használatának kiterjesztését kőzetminták nyomelem-tartalmának közvetlen meghatározására lézeres elpárologtatással (lézer-abláció). A lézeres elpárologtató egység javítása után újra folytatjuk a mérések beállítását.

Ebben az évben ércminták nemesfém tartalmának LA-ICP-MS meghatározására fókuszáltunk csiszolatokból és tűzi módszerrel készített regulusból. Egy másik fontos analitikai módszer kidolgozását is megkezdtük, amelynél esély van egy jelentős megrendelésre: Délkelet-Ázsiából származó aranytárgyak (Zelnic-gyűjtemény) nyomelem-tartalmának vizsgálata LA-ICP-MS módszerrel.

Folyamatosan végezzük a laboratóriumi vizsgálatok eredményeinek értelmezését és feldolgozását a MÁFI projektek igényei alapján, egyidejűleg a laboratóriumi vizsgálatok reambulációs feldolgozását és adatbázisba rendezését is folytatjuk.

A mexikói–magyar TÉT együttműködés keretében újabb mexikói minták (haj-, köröm- és csontminták) elemzése folytatódik 2009-ben is. A projekt számára elemzéseket végeztünk, publikációkban szerepeltünk és előadást tartottunk Mexikóban egy konferencián.

A talajvíz nagy arzén tartalmának eredete fiatal medencékben c. OTKA pályázatot folytatjuk. A begyűjtött és leadott minták elemzése mellett fontos módszerfejlesztési kérdéseket is meg kell oldanunk. Különösen a terepi oxidációs állapot tartósítása tekinthető kulcskérdéseknek. Fontos a sorozatos kioldások eredményeinek értékelése is. A mérések, a módszerfejlesztések és az értékelések folytatódnak.

A szerves geokémiai laboratóriumban a víz- és talajminták szerves szennyezőanyag- tartalmának mérését akkreditált módszerekkel, mind intézeti, mind külső megrendelők felé folytatódnak.

Vietnami–magyar kétoldalú tudományos együttműködést folytattunk, ill. fejeztük be 2009-ben. (TÉT VN 1/2006). Címe: Laboratóriumi együttműködés a MÁFI és a Dél-vietnami Geológiai Térképező Osztály között közetminták fő és nyomelemeinek meghatározása atomspektroszkópiai módszerekkel.

Újjonnan felmerült feladatként folyamatosan végezzük vakcinák mérését Hg- és Al-tartalom meghatározásra az Omninvest számára.

A SOTE Ortopédiai Klinikával kötött szerződés alapján ezüsttel bevont protézisek körüli szövetminták ezüsttartalmának ICP-MS meghatározására módszert dolgoztunk ki. A várhatóan 450 mintából az első 105 mintának az elemzése elkészült.

Módszert dolgoztunk ki, illetve adaptáltunk a csurgalék bányavizek Fe^{2+}/Fe^{3+} arányának meghatározására.

Együttműködő partnerek: A MÁFI kutatási egységei, anyagvizsgálati feladataik megvalósítása érdekében; a Földtani OTKA Műszerközpont tagintézetei (ELTE, SZE, Vituki Rt., Atomki, MTA FKK GKL); Debreceni Egyetem Ásvány-Földtani Tanszék; Debreceni Egyetem Izotópkémiai Tanszék; Szegedi Egyetem Ásványtani Geokémiai Tanszék; Vietnami Földtani Intézet; Bálint Analitika; Smaragd Kft; Hydrosys Kft.

Informatikai szolgáltatás

Témavezető: Turczy G.

A Geoinformatikai osztály a kutatási témákhoz kapcsolódó, illetve önálló térinformatikai feladatai mellett az alábbi szolgáltatásokat látja el:

— Rendszeradminisztráció: az intézet informatikai infrastruktúrájának felügyelete, szervezése.

— Üzemeltetési szolgáltatások: a mafi.hu tartomány, levelezés, intranet, internet, vírusvédelem stb. folyamatos üzemeltetése.

— Technikai eszközszolgáltatások: speciális eszközökkel végzett szolgáltatások (nyomtatás, szkennelés, adatmentés).

— Szoftveralkalmazás szolgáltatások: a rendelkezésre álló szoftverek, alkalmazások segítségével elvégzett adatfeldolgozás.

— Megoldás szolgáltatások: egy adott probléma teljes körű megoldása, technológia kidolgozása és értéknövelt adatok szolgáltatása.

— Termékszolgáltatás: kartografált térkép, kiadvány és adatbázis előállítás.

— Módszertani munkák, belső oktatás.

IRÁNYÍTÁS, OKTATÁS, KÜLKAPCSOLATOK

2009-ben elvégzett feladatok: A tevékenység keretében az intézet irányítása, szerteágazó szakmai és gazdasági tevékenységének koordinálása, eredményességének biztosítása, kapcsolatrendszerének fenntartása tartozik. A feladatok magukban foglalják az igazgatási, titkársági, intézeti adminisztrációs feladatok ellátását, a szakmai és gazdasági tervezést, a minőségirányítást, a humánpolitikát és munkaügyet, a hazai és nemzetközi kapcsolatok koordinálását. A feladatok az intézményrendszer átszervezése miatt 2007-től az ingatlan üzemeltetéssel egészültek ki létszámbővítés nélkül.

Gazdasági, szakmai irányítás

Az intézet számtalan résztevékenységéből összeálló működése folyamatos és mind szakmai, mind gazdasági téren eredményes volt. Az intézet rendkívüli, időnként a működést veszélyeztető takarékosági intézkedések segítségével teljesítette kutatási feladatait. Gazdasági téren valamennyi fizetési kötelezettségét teljesítette. A gazdálkodás terén a szolgáltatási és pályázati tevékenységek „előfinanszírozása” jelentette a legnagyobb feladatot. 2009-ben is az irányítási, oktatási, külkapcsolatok és az ingatlanok üzemeltetési költségének jelentős részét saját bevételből kellett finanszírozni. A tárgyévi maradvány 1%-át (2 MFt-ot) ugyan be kellett fizetni a fejezethez, de a likviditás folyamatos biztosítása érdekében 99%-ban az intézetnél maradt. A felügyelet 2009. évre kötelezően előírt maradványtartást nem állapított meg a MÁFI részére.

Bevétel (eFt)		Kiadás (eFt)	
támogatás	356 652	személyi	344 770
int.mük.bev.	334 009	tb	105 586
tám.ért.mük.bev.	25 521	dologi	254 307
tám.ért.felhalm.bev.	0	tám.ért.	4 765
ei-mar.átvétele	4 914	el.évi ei.maradv.átad.	0
kölesönök	700	pe.átad.	75
penzforgalom nélküli bevétel	17 075	beruházás	6 208
mük.célú pénzeszk.átv.áht-n kívül	1 743	felújítás	1 956
felhalm.c.bev.áhk.	0	kölesönök	700
összesen	740 614	összesen	718 367
maradvány	22 247		

Az intézményi működési bevételek részben a külső környezetből adódó lehetőségek kihasználásából, illetve pályázatok elnyeréséből (OTKA, TÉT, EU) származtak. Nagyságuk a tervezett szinttől elmaradt. A 2009. évi költségvetési tervezés, a teljesítés alapján megalapozottnak mondható, bár a pénzügyi teljesítés alig érte el a módosított előirányzat 80 %-át.

A bevételek megoszlását vizsgálva elmondható, hogy 45%-ukat a szolgáltatási bevételek adták, nagyságuk igen nagy szórással ingadozott. A különbözet pályázati (TÉT, Interreg, OTKA, EU pályázat) és áfa bevételekből származott. Az intézetnél alacsony támogatás arány (39,2%) és magas külső bevételi szint mellett, 2009-ben kevésbé jelentős volt a támogatás értékű bevételek nagysága (4,3%), mely főleg a Norvég Alap-OTKA pályázati forrásból származott. Az alacsony támogatási arány következtében a kiadások finanszírozásához elengedhetetlenül szükséges volt a külső bevételek elérése. A költségvetési támogatás aránya szinte megegyezett az előző évvel. Ennek magyarázata, hogy a költségvetési kiadási főösszeg jelentősen csökkent 2009-re,

ugyanakkor nagyságrendileg hasonló összegű volt a költségvetési támogatás évközi változása (kereset kiegészítés, Prémium Évek Program, OTKA pályázatok).

A kiadási szerkezet meghatározó elemei a személyi, dologi jogcímek voltak. Szerkezeti alakulására a személyi és járulék (jogsabály szerinti) kiadások megközelítő állandósága, és a működéshez (üzemeltetéshez), valamint szolgáltatási bevételek teljesítéséhez szükséges dologi kiadások teljesítése volt a jellemző. A felhalmozási kiadások kizárólag pályázatokhoz (elsősorban OTKA) kapcsolódtak. A felújítási kiadások aránya igen alacsony volt, teljesítésük az előző évi maradvány terhére történt. Ez utóbbi két tétel alacsony arányát az is indokolja, hogy már az elemi költségvetés sem tartalmazott ilyen előirányzatot.

A költségvetési támogatás szinte teljes összege a személyi juttatásokat és a kapcsolódó járulékokat finanszírozta, míg a szükséges szakmai, üzemeltetési, irányítási dologi kiadásokat az intézményi működési bevételből fedeztük.

A Koordinációs iroda és a Titkárság gondoskodott az utasítások, körlevelek, tájékoztatók kiadásáról, a kézbesítésről, postai szolgáltatásokról és az irattározásról is. A központi szolgáltatások közül kiemelendő az egészségügyi ellátás biztosítása, a központi gyorsmásló üzemeltetése, jogi képviselet ellátása. Az Iroda lebonyolítja — 2007-től önállóan — az Intézet kezelésében lévő ingatlanokkal kapcsolatos valamennyi ügyet, irányítja a biztonságtechnikai feladatok ellátását. A korábbi évekhez képest kisebb mértékben, de épület felújításokat végeztünk.

Minőségirányítás

Az Intézet 2001 óta minőségirányítási rendszer keretében szabályozza földtani kutatási és közszolgálati tevékenységét, valamint mindezek minőségére alapvetően kiható folyamatait. Ennek keretében a rendszer alapdokumentuma a Minőségirányítási Kézikönyv, mely 2009. év folyamán is aktualizálásra került. A 2006-ban megújított és auditált MSZ EN ISO 9001:2001 szabvány szerint minősített rendszerünk 2009-ben is időközi auditálásra került, mely sikeres volt. A Laboratórium és a Vízminta-vevő Csoport Nemzeti Akkreditáló Testület általi, megújított akkreditációja 2009. elején megtörtént, melynek előkészítésében a minőségirányítás jelentős szerepet játszott.

Humán erőforrás-gazdálkodás

Folyamatosan karbantartottuk az intézet közalkalmazottainak személyi adatait tartalmazó adatbázisait, személyi anyagokat. A nyilvántartási programok adatfeltöltését és karbantartását folyamatosan végeztük. Teljesítettük a negyedéves, illetve havi és a soron kívül előírt statisztikai adatszolgáltatási kötelezettségeket a KSH felé. Elkészítettük a dolgozók által igénybe vett szabadságok nyilvántartását, illetve igazoltuk és nyilvántartottuk a jogosultak részére a munkába járással kapcsolatos utazási költségeket. Előkészítettük a béremelések, az egyszeri támogatások, a jubileumi jutalmazottak személyügyi anyagait. Biztosítottuk az intézetben a doktori fokozatot elérők számára a tanulmányi szabadság igénybevételét, a tudományos fokozat anyagi és erkölcsi elismerését. Eleget tettünk az MBFH és a Gazdasági és Közlekedési Minisztérium/Közlekedési, Hírközlési és Energiaügyi Minisztérium által kért adatszolgáltatási kötelezettségeinknek. Folyamatosan módosítottuk a közalkalmazottak kinevezéseit a személyi adatok változásainak megfelelően, alkalmazva és korszerűsítve a munkajogi előírásoknak eleget tevő okmányokat. Biztosítottuk a szükséges tanulmányi, vagy fizetés nélküli szabadság igénybevételét a külföldi kiküldetésekhöz, tanulmány-

utakhoz, munkavégzéshez, eleget téve a Kollektív Szerződésben foglaltaknak. A Kollektív Szerződés előírásait betartva intéztük a munkabér, illetve illetményelőleg felvételezését, vezetve az ezzel kapcsolatos nyilvántartást az MBFH Bércsoportjával közösen. A megszerzett állami nyelvvizsgákat követően módosítottuk az érintettek kinevezési okmányait.

2009. évben „Földtani Intézetért Emlékérem” adományozásában Dr. CSERNY TIBOR és BARTHA ANDRÁS részesült.

Az emlékérmek indoklásai:

Dr. CSERNY TIBOR: Magyarország limnogeológiai kutatásában elért kimagasló tudományos eredményeiért, a felszín alatti víztestek jellemzését szolgáló intézeti program vezetéséért, valamint a több évtizedes intézeti munkavégzéséért.

Dr. BARTHA ANDRÁS: A Laboratórium hazai és nemzetközi referencia szintre emeléséért, úttörő mérési módszerek bevezetéséért, kiváló szervezési munkájáért, valamint a több évtizedes intézeti eredményes tevékenységéért.

Az év során az engedélyezett létszám 114 fő volt.

Oktatási tevékenység

Az intézet 2009-ben is biztosította az ELTE Regionális Földtani tanszék működésének feltételeit. Az Intézet kutatói folytatták aktív oktatói tevékenységüket az alábbi oktatási intézményekben: ELTE, Miskolci Egyetem, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Debreceni Egyetem, Pécsi Egyetem, Szegedi Egyetem, Szent István Egyetem, Berzsenyi Dániel Főiskola. Számos esetben került sor iskolai csoportoknak tartott intézeti bemutatóra.

Nemzetközi tevékenység

A MÁFI a 2009. évben, a korábbi évek gyakorlatának megfelelően folytatta nemzetközi tevékenységét, azaz az elsősorban az egyes projektek szintjén születtek a döntések nemzetközi pályázatokban és rendezvényeken való részvételről, közös témák kidolgozásáról, tanulmányutak szervezéséről. Folytattuk munkánkat az EuroGeoSurveys-ben.

Pályázatok

A 2009. évi költségvetési és szakmai terv teljesítésében a korábbi éveknek megfelelően jelentős szerep jutott a hazai és külföldi pályázatoknak. E pályázatok nemcsak a kutatók szakmai felkészültségének elismerései, hanem az intézet tudományos munkájának, nemzetközi elismerésének fontos mérői is.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2009-ben megjelent kiadványai:

A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 84 p.

Budai Tamás, Gyalog László (szerk.): Magyarország földtani atlasza országjáróknak. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 248 p.

Balla Zoltán, Gyalog László: A Mórággy-rög északkeleti részének földtana (Geology of the North-eastern Part of the Mórággy Block). — Magyarország tájegységi térképsorozata. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284+216 p. + 8 térkép

Vörös, A.: The Pliensbachian brachiopods of the Bakony Mountains (Hungary). — Geologica Hungarica series Palaeontologica fasc. 58. 300 p.

Bárdossy Gy.: The Halimba Malom-völgy bauxite deposit (A halimbai Malom-völgy bauxit-előfordulása). — Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, vol. 210, 88 p.

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET MUNKATÁRSAI 2009-BEN**Az Intézet vezető beosztású munkatársai**

Kordos László Dr.	igazgató
Halmi János Dr.	igazgató általános helyettese
Nádor Annamária Dr.	kutatási igazgatóhelyettes
Bartha András Dr.	osztályvezető
Csonka Ágnes	humánpolitikai vezető
Kuti László Dr.	osztályvezető
Maros Gyula Dr.	osztályvezető
Piros Olga Dr.	osztályvezető
Szőcs Teodóra Dr.	osztályvezető
Turczi Gábor Dr.	osztályvezető
Vukánné Tolnai Judit	minőségirányítási vezető

Az Intézet munkatársai

Angyal Jolán	Hatvani Istvánné	Pentelényi Antal
Albert Gáspár	Havas Gergely	Petrócziné Gecse Zsuzsanna
Ádámné Incze Szilvia	Hegyiné Rusznyák Éva	Péterdi Bálint
Árvay Gábor	Hermann Viktor	Rezessy Attila
Babinszki Edit	Hlogyik Józsefné	Rotárné Szalkai Ágnes
Balázs Regina	Horváth Zsolt	Scharek Péter Dr.
Balla Zoltán Dr.	Jerabek Csaba	Selmeczi Ildikó Dr.
Ballók Istvánné	Jordán Győző Dr.	Síkhegyi Ferenc
Balóné Lehmayér Judit	Jordánné Szűcs Andrea	Simonyi Dezső
Barczikayné Szeiler Rita	Juhász Györgyi Dr.	Solt Péter
Bátori Miklósné	Katona Gabriella	Sonfalviné Szeibert Ildikó Dr.
Beke Zsuzsanna	Kerescsár Zsolt Dr.	Szabadosné Sallay Enikő
Bertalan Éva dr.	Király Edit Dr.	Szabó Árpádné
Branner Lászlóné	Kókai András	Szabó Lászlóné
Breznyszászky Károly Dr.	Koloszár László Dr.	Szalka Edit
Budai Ferenc	Kónya Péter	Szegő Éva
Budai Tamás Dr.	Koroknai Balázs Dr.	Szekér András
Chikán Géza Dr.	Kovács Pálffy Péter Dr.	Szentpétery Ildikó Dr.
Cserny Tibor Dr.	Kutasi Géza	Szlepák Tímea
Csillag Gábor Dr.	Laczkóné Őri Gabriella	Szurkos Gábor
Demény Krisztina	Lajtos Sándor	Tamás Gábor
Don György	Lantos Zoltán Dr.	Thamóné Bozsó Edit Dr.
Dudás A. Imre	Madarász Istvánné	Tihanyiné Szép Eszter
Farkas Jusztina	Magyari Árpád Dr.	Tóth György
Fenesi Ferenc	Maigut Vera	Tóthné Makk Ágnes Dr.
Fodor László Dr.	Marsi István dr.	Treszné Szabó Margit
Földvári Mária Dr.	Matyikó Mónika	Tullner Tibor Dr.
Fügedi Péter Ubul Dr.	Muráti Judit	Uhrin András
Füri Judit	Müller Tamás	Ujháziné Kerék Barbara Dr.
Gál Nóra Edit Dr.	Nagy Péter	Vácz Blanka
Galambos Csilla Dr.	Nagy Szabolcs	Vad Altanceceg
Gáspár Anita	Németh András	Varga Renáta
Geller Péterné	Novák Brigitta	Vargáné Barna Zsuzsanna
Gulácsi Zoltán	Ollrád Attila	Vatai József
Gyalog László Dr.	Orosz László	Végh Hajnalka
Gyuricza György Dr.	Pálfi Éva	Viktor Zsuzsanna
Hála József Dr.	Palotás Klára	Zsámbok István
Hála Józsefné Dr.	Papp Péter	
Hartyányi Zita	Partényi Zoltánné	

A Magyar Állami Földtani Intézet 2009. évi publikációs tevékenysége

Nyomtatásban megjelent munkák

- ALBERT G. 2009: Az észlelési földtani térképek digitális feldolgozásának/archiválásának menete. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, pp. 45–53.
- ALBERT G. 2009: Háromdimenziós földtani modellek fejlesztésének és megjelenítésének módszerei térinformatikai szemlélettel. — *Doktori értekezés*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 150, 8p.
- ALBERT G. 2009: Kartográfiai szemle Magyarország „országjáróinak” szóló földtani atlaszáról. — *Geodézia és Kartográfia* 61 (8), pp. 47–48.
- BABINSZKI E., MÁRTONNÉ SZALAY E. 2009: A greigitnek, mint a paleomágneses jel hordozójának azonosítása mágneses módszerekkel, a Pannon-tó üledékeiben. — *Földtani Közöny* 139 (2), pp. 167–177.
- BALLA Z. 2009: The influence of the Coriolis force on rivers and the Baer law. Historical review. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, pp. 53–62.
- BALLA Z. 2009: The influence of the Coriolis force on the rivers in Hungarian geoscience. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, pp. 71–78.
- BALLA Z. 2009: A Coriolis-erő hatása folyókra a magyar szakirodalomban. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, pp. 79–84.
- BALLA Z. 2009: A Coriolis-erő hatása folyókra és a Bear-törvény. Történeti áttekintés. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, pp. 63–70.
- BALLA, Z., GYALOG, L. (eds) 2009: Geology of the North-eastern Part of the Mórág Block. Explanatory Notes to the Geological Map-series of the North-eastern Part of the Mórág Block (1:10 000). — *Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 216p.
- BALLA Z., GYALOG L. (szerk.) 2009: A Mórág-ri-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórág-ri-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 283 p.
- BALLA Z., GULÁCSI Z. (szerk.) 2009: Lejtőüledéktől mentes földtani térkép – Geological Map without Slope Sediments 1:10 000. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórág-ri-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórág-ri-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata* — *Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BALLA Z., GULÁCSI Z., SÍKHEGYI F. (szerk.) 2009: A Mendei Lösz Formáció és a csuszamlásos testek fekvésintéző térképe – Map of the Contour Lines at the Base of the Mende Loess Formation and the Base of the Slide Bodies 1:10 000. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórág-ri-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórág-ri-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata* — *Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BALLA Z., GULÁCSI Z., MAROS GY., SÍKHEGYI F. (szerk.) 2009: A prekainozoos alaphegység domborzati és földtani térképe – Relief and Geological Map of the Pre-Cainozoic Basement 1:10 000. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórág-ri-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórág-ri-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata* — *Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BALLA Z., GULÁCSI Z., MAROS GY., SÍKHEGYI F. (szerk.) 2009: A prekvarter képződmények domborzati és földtani térképe — Relief and Geological Map of the Pre-Quaternary Complexes 1:10 000. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórág-ri-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórág-ri-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata* — *Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BARTHA, A., BALLÓK, M., BERTALAN, É., SCHAREK, P. 2009: Analytical methods of the determination of total Hg and toxic metal contents and their application on samples of San Joaquin's region. — In: HERNANDEZ-SILVA, G. (ed.): *Mercurio: El hombre y la naturaleza al sur de la Sierra Gorda Querétaro, México – workshop*. Mexico, pp. 34–40.
- BRADÁK, B., MÁRTON, E., HOTVÁTH, E., CSILLAG, G. 2009: Pleistocene climate and environment reconstruction by the paleomagnetic study of a loess-paleosol sequence (Cérna Valley, Vértescsaba, Hungary). — *Central European Geology* 52 (1), pp. 31–42.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2009: A Föld Éve. Gyógyír az emberiség bajaira? — In: UNGER Z. (szerk.) 2009: *Föld és Ég: Tudomány és hit. Geológia és Teológia Konferencia, Sopron, 16–18/10/2008*. Hantken Kiadó, Budapest, pp. 34–40.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2009: Emlékezés: „a művészettörténetbe oltott könyvtáros”. — DR. KAPLAYNÉ DR. SCHEY ILONA búcsúztatására. — *Unitárius Élet* 63 (2), pp. 19–20.
- BREZSNYÁNSZKY K., KOROKNAI B. 2009: Terepbejárás a Fruška Gorában (Szerbia). — *Földtani Közöny* 139 (2), Hírek, ismertetések, p. 196.
- BREZSNYÁNSZKY, K., SÍKHEGYI, F. 2009: Geology. Map in scale: ~1:2 350 000. — In: KOCSIS, K., SCHWEITZER, F. (eds): *Hungary in Maps*. Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest, p. 35.
- BREZSNYÁNSZKY K., SZARKA L. 2009: A Föld dinamikája. — *História* 31 (3), pp. 11–14.
- BUDAI T., GYALOG L. (szerk.) 2009: Magyarország földtani atlasza országjáróknak — Geological Map of Hungary for Tourists 1:200 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet [209.] Alkalmi kiadványa*, Budapest, 248 p.
- CHIKÁN, G. 2009: Ahol a part szakad... A Janus arcú lösz. — *Természet-Búvár* 64 (1), pp. 34–35.
- CHIKÁN, G. 2009: Heavy loess-wall movements at Danube River in Dunaszekcső, (Hungary) — In: MARKOVIC, S. B., ZÖLLER, L., SMALLEY, I. (eds): *International Conference on Loess Research: Loessfest '09. Abstract Book, Novi Sad, 08.31–09.03/2009*, p. 53.
- CSILLAG, G., NÉMETH K. 2009: Environmental Control on the Style of Neogene Volcanism of Low Magma Output Volcanic Field, Hungary. — *Ancient Landscapes — Modern Perspectives, 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Melbourne, Australia, 6–11/07/2009*. CD
- CSILLAG, G. FODOR, L., JORDÁN, GY. 2009: Morphotectonic characterisation of planation surfaces: a digital terrain analysis approach (Vertes Hills, Hungary). — *Ancient Landscapes — Modern Perspectives, 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Melbourne, Australia, 6–11/07/2009*. CD
- CSILLAG, G., FODOR L., RUSZKICZAI-RÜDIGER, Z., SEBE K., MÜLLER P. M., THAMÓ-BOZSÓ E. 2009: Aeolian landform processes in the Western Pannonian Basin, Hungary. — *Ancient Landscapes — Modern Perspectives, 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Melbourne, Australia, 6–11/07/2009*. CD
- CZICZER, I., MAGYAR, I., PIPÍK, R., BÖHME, M., ČORIĆ, S., BAKRAČ, K., SÜTÖ-SZENTAI, M., LANTOS, M., BABINSZKI, E., MÜLLER, P. 2009: Life in the sublittoral zone of long-lived Lake Pannon: paleontological analysis of the Upper Miocene Szák Formation, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* 98 (7), pp. 1741–1766.
- DANIŠÍK, M., FODOR, L., DUNKL, I., VIDÓ-HÁMOR, M., LANTOS, Z., SZTANÓ, O., FRISCH, W. 2009: Thermochronological constraints on the thermal evolution of the Pannonian Basin — a case study from the borehole AD-3. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech*

- Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 9.
- DESSEL, W. VAN, ROMPAEY, A. VAN, POELMANS, L., SZILASSI, P., [JORDÁN, GY., CSILLAG, G.] 2008: Predicting land cover changes and their impact on the sediment influx in the Lake Balaton catchment. — *Landscape Ecology* 23 (6), pp. 645–656.
- DUDICH E. 2009: Égiekkel játszó földi tudomány. — In: UNGER Z. (szerk.) 2009: *Föld és Ég: Tudomány és hit. Geológia és Teológia Konferencia, Sopron, 16–18/10/2008*. Hantken Kiadó, Budapest, pp. 9–10.
- DUDICH E., KEMÉNYFI R., PÓKA T. 2009: *A földtudomány nagy tudós-egyénségei. Antológia a Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya, a Gróf Klebelsberg Kuno Alapítvány és a Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztálya 1998–2002. évi közös tudománytörténeti előadásából*. — Magyar Tudományos Akadémia, Didakt Kiadó, Budapest–Debrecen, 160 p.
- ESTEBAN, M., BUDAI, T., JUHÁSZ, E., LAPOINTE, P. 2009: Alteration of Triassic carbonates in the Buda Mountains — a hydrothermal model. — *Central European Geology* 52 (1), pp. 1–29.
- FIEBIG, M., PREUSSER, F., STEFFEN, D., THAMÓ-BOZSÓ, E., GRABNER, M., LAIR, G. J., GERZABEK, M. H. 2009: Luminescence dating of historical fluvial deposits from the Danube and Ebro. — *Geoarchaeology* 24 (2), pp. 224–241.
- FODOR, L. I. 2009: Fault-related folds, along-dip fault segmentation and reactivation of basement faults in the SW Sirt Basin, Libya. — *Tectonic Studies Group (TSG) Annual Meeting, Keele University, Keele, Staffordshire, UK, 5–8/01/2009. Programme, Abstract Volume*, pp. 38–39.
- FÖLDESSY, J., MAROS, GY., ANDRÁSSY, L., KAPOSVÁRI, F., DEZSÓ, J. 2009: Core imaging and assaying instruments in mineral exploration. — *Securing the future: Mining, Metals & the Environment in a Sustainable Society and 8th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD), Skellefteå, Sweden, 22–26/06/2009*. http://www.proceedings-stfandicard-2009.com/pdf/Janos_Foldessy_P_T9_Core-imaging-and-assaying-instruments-in-mineral-exploration.pdf (2010.08.02.)
- FÜGEDI U., JORDÁN GY., 2009: Kadmiumszenyezés érces meddőhányók alatt. A regionális kadmiumterhelés. — *A kadmium környezetgeokémiája, Az MTA Geokémiai Kutatóintézet és az MTA Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottsága előadóülése, Budapest, 2009. 05. 27, [Összefoglalók]*, p. 5.
- FÜGEDI U., KUTI L., VATAI J. 2009: A felszíni, felszínközeli laza üledékek kadmiumtartalma Magyarország geokémiai nagytájain. A regionális kadmiumterhelés. — *A kadmium környezetgeokémiája, Az MTA Geokémiai Kutatóintézet és az MTA Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottsága előadóülése, Budapest, 2009. 05. 27, [Összefoglalók]*, p. 1.
- FÜGEDI U., KUTI L., VATAI J. 2009: Magyarország felszín közeli képződményeinek higanytartalma (integrált térkép). — *A higany környezetgeokémiája: Az MTA X. Osztály Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottságának előadóülése, Budapest, MTA Kutatóház, 2009. 11. 10, [Összefoglalók]*, p. 2.
- GALAMBOS CS., TIMÁR G., SZÉKELY B. 2009: GPS–navigáció történeti és modern földtani térképeken. — *Földtani Közlemények* 139 (1), pp. 93–99.
- GULÁCSI Z. KIRÁLY E. 2009: Alsó-karbon, Mórágai Gránit Formáció (¹⁴C). — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórágai-rög északi részének földtana. Magyarázó a Mórágai-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 58–66.
- GULÁCSI, Z., KOROKNAI, B. 2009: Alsó-paleozoikum, Ófalui Formációcsoport. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórágai-rög északi részének földtana. Magyarázó a Mórágai-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 48–56.
- GYALOG L., BUDAI T. (szerk.) 2009: Magyarország földtani térképe, 1:200 000. — In: BUDAI T., GYALOG L. (szerk.): Magyarország földtani atlasza országjáróknak – Geological Map of Hungary for Tourists 1:200 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet [209.] Alkalmi kiadványa*, MÁFI, Budapest, pp. 12–97.
- GYALOG L., KOROKNAI B., MAROS GY. (szerk.) 2009: Földtani szelvény-sorozat és elvi rétegoszlop — Geological Cross Sections and Principal Stratigraphical Column 1:10 000. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórágai-rög északi részének földtana. Magyarázó a Mórágai-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata – Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L., KAISER M., BALLA Z., MARS I. 2009: Észlelési és fedett földtani térkép – Geological Map with Observation 1:10 000 — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórágai-rög északi részének földtana. Magyarázó a Mórágai-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata – Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GYALOG L., MAROS GY., BORSODY J., FÜRI J., ALBERT G., PALOTÁS K., MUSITZ B., GULÁCSI Z., HALÁSI A. 2009: A bátaapáti vágatok földtani dokumentálása. — *A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, 2009. 09. 24–26., Pécs, Absztrakt. Program és tartalmi kivonatok*, pp. 15–16.
- GYÖRE D., BARTHA, A., BERTALAN É., BALLÓK, M., KIRÁLY E., DINH NGUYEN VAN, HIEP NGUYEN THI, TUOI TRAN VAN, THANH VU MINH 2009: Study of precious metal-bearing rocks by inductively coupled plasma spectrometric methods. — *36. Colloquium Spectroscopicum Internationale (CSI), Budapest, Hungary, 30/08–03/09/2009. Abstract Book. [PM–36]*. CD.
- GYURICZA GY., SÁSDI L. 2009: A Baradla–barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezet földtani fejlődésének tükrében. — *Földtani Közlemények* 139 (1), pp. 83–91.
- HAAS J., BREZSNYÁNSZKY K. 2009: Darwin, a geológus. — *Természet Világa. II. Különszám. Evolúció* 140, pp. 7–9.
- HABLY L., SELMECZI I. 2009: Új felső-oligocén ősnövénylelőhely Tatabányán. — *12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron, 2009. 05. 28–30., Program, előadaskivonatok, kirándulásvezető*, pp. 18–19.
- HABLY L., SELMECZI I. 2009: Új felső oligocén ősnövénylelőhely Tatabányán. — http://fontestatabanya.blog.hu/2009/05/28/bekezes_6
- HÁLA J. 2009: Balogh Balázs, az MTA Néprajzi Kutatóintézetének új igazgatója. — *Néprajzi Hírek*, 38 (2), pp. 81–83.
- HÁLA J. 2009: „Hej halászok, halászok!” — Mautsont a hálóban, a múzeumban és a várkapun. — In: BALI, J., TURAI, T. (szerk.): *Élet(út) írások Szilágyi Miklós tiszteletére*. MTA Néprajzi Kutatóintézet, ELTE BTK Néprajzi Intézet, Budapest, pp. 28–43.
- HÁLA J. 2009: „Kőpénzek” és egyéb kővé váltak a Felvidéken és Észak-Magyarországon. — In: KULCSÁR F. (szerk.): *Vámbery Antológia*. Vámbery Polgári Társulás, Dunaszerdahely, pp. 69–80.
- HÁLA J. 2009: Különleges kövek Kolozsvárott. — *Természet Világa* 140 (6), pp. 280–281.
- HÁLA J. 2009: Lukács L.: A tisztas ipar emlékei. Céhek, céhemlékek, az iparosok hagyományai Fejér megyében és Székesfehérváron. Könyvismertetés. — *Ethnographia* 119 (4), pp. 380–384.
- HÁLA J. 2009: „A magyarság néprajza” hetvenötödik születésnapjára. — *Néprajzi Hírek* 37 (3-4), pp. 54–59.
- HÁLA J. 2009: Mentetetőző előszó Halász Péter köszöntéséhez. — *Honismeret* 37 (5), p. 3.
- HÁLA J. 2009: A mester és két tanítványa. Adatok Herman Ottó, Finta Sándor és Lambrecht Kálmán kapcsolatához. — *Tiscium* 18, pp. 591–599.
- HÁLA J. 2009: Óév búcsúztató és újjév köszöntő népszokások a Nagy-

- Homoród menti falvakban. — In: VERESS E. GY. (szerk.): *Vallási néprajz. 14. Az unitáriusok öröksége. Simén Domokos emlékére.* ELTE BTK Folklore Tanszék, Református Egyház Teológiai Doktorok Kollégiuma, Barca Kiadó, Budapest, pp. 148–171.
- HÁLA J. 2009: Semsey Andor, a magyar néprajztudomány mecénása. — *Magyar Tudomány* 170 (1), pp. 29–37.
- HÁLA J. 2009: Semsey Andor Emlékév, 2008. — *Néprajzi Hírek* 38 (2), pp. 69–72.
- HÁLA J. 2009: Skót kutató G. Szabó Z. „A duda” című könyvéről. — *Néprajzi Hírek* 38 (1), pp. 74–76.
- HÁLA J., CSÁKY K. 2009: Adalékok Ipolyi Arnold születéséhez és gyermekeihez. — *Irodalmi Szemle* 52 (7), pp. 83–93.
- HÁLA J., MÁTÉ GY. 2009: Rövid hírek, tudósítások. — *Néprajzi Hírek* 37 (3–4), pp. 117–132.
- HÁLA J., MÁTÉ GY. 2009: Rövid hírek, tudósítások. — *Néprajzi Hírek* 38 (1), pp. 89–95.
- HÁLA, J., PAPP, P. 2009: Ťazba flovitej bridlice a jej využitie v Uhorsku. — *Zborník príspevkov z Odborného Seminára s Medzinárodnou Účasťou*, (ford.: JÁN SAND, Spolok PERMON Marianka), pp. 54–57.
- HÁLA J., ROMSICS I. (szerk.) 2009: A kalocsai polihisztor. Tóth Mike-emlékkönyv (Tanulmányok). — *Kalocsai Múzeumi Értekezések II.*, Kalocsai Múzeumbarátok Köre, Kalocsa, 176 p.
- HÁLA J., MÁTÉ GY., BÁRTH D. 2009: Köszöntjük Tari Lujzát. — *Néprajzi Hírek* 37 (2), pp. 69–70.
- HÁLA J., MÁTÉ GY., BÁRTH D. 2009: Rövid hírek, tudósítások. — *Néprajzi Hírek* 38 (2), pp. 83–96.
- HARTAI, É., SCHAREK, P. 2009: Gold and Wine: geological aspects of the treasures of the Tokaj Mountains, Hungary. — *European Geologist* 28, pp. 15–18.
- HAVAS G. 2009: A magyar földtan megjelenése a nemzetközi webes térképszolgáltatásokban. — *Geodézia és Kartográfia* 61 (9), pp. 27–30.
- HERNÁNDEZ-SILVA, G., SCHAREK, P., BARTHA, A., SOLORIO-MUNGUÍA, G., VASSALLO-MORALES, L., LUGO-DE LA FUENTE, J., TULLNER, T., CENTERI, Cs., MARTINEZ-REYES, J. 2009: Contenido de mercurio total en suelos, sedimentos y terreros al Sur de la Sierra Gorda de Qro. — In: HERNÁNDEZ-SILVA, G. (ed.): *Mercurio: El hombre y la naturaleza al sur de la Sierra Gorda Querétaro, México – workshop*. Mexico, pp. 41–48.
- HORVÁTH, E., JORDÁN, GY., FÜGEDI, U., BARTHA, A., KUTI, L., HELTAI, G., KALMÁR, J., WALDMANN, I., NAPRADEAN, I., DAMIAN, G. 2009: Risk assessment of heavy metals in abandoned mine lands. A case study in Romania. — *International Conference „Contaminated Sites Bratislava 2009”*, Bratislava, Slovak Republic, 15–17/06/2009, Abstracts. CD.
- HORVÁTH É., JORDÁN GY., FÜGEDI U., BARTHA A., KUTI L., HELTAI GY., KALMÁR J., WALDMANN I., NAPRADEAN I., DAMIAN G. 2009: Risk assessment of Heavy Metals in Abandoned Mine Lands as Significant Contamination Problem in Romania. — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19–24/04/2009*. — *Geophysical Research Abstracts, Vol. 11*. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-8916.pdf> (2010.08.03.)
- HORVÁTH É., JORDÁN GY., FÜGEDI U., BARTHA A., BALLÓK M., KUTI L., HELTAI GY., KALMÁR J., WALDMANN I., NAPRADEAN I., DAMIAN G. 2009: Nehézfém-szennyezések vizsgálata felhagyott bányaterületeken. Erdélyi esettanulmány. — *8. Földtudományi Ankét, Nagykanizsa, 2009. 11. 26., Kivonatok*, p. 2
- HORVÁTH É., JORDÁN GY., FÜGEDI U., BARTHA A., BALLÓK M., KUTI, L., HELTAI, GY., KALMÁR, J., WALDMANN, I., NAPRADEAN, I., DAMIAN, G. 2009: Risk assessment of heavy metals in abandoned mine lands as significant contamination problem in Romania. — *36. Colloquium Spectroscopicum Internationale (CSI), Budapest, Hungary, 30/08–03/09/2009. Abstract Book*. CD, PW–67.
- HORVÁTH Z., MINDSZENTY A., KROLOPP E., KÁRPÁTI Z. 2009: Római kori talajjal fedett travertínó-rétegsor Óbudán — Az ember környezetváltoztató hatásának korai dokumentumai a főváros területén. — *Földtani Közöny* 139 (3), pp. 305–313.
- JORDÁN, GY. 2009: Sustainable mineral resources management: from regional mineral resources exploration to spatial contamination risk assessment of mining. — *Environmental Geology* 58, pp. 153–169.
- JORDÁN, GY., JOCHÁNE EDELÉNYI, E., SCHAREK, P. 2009: Spatial extension of digital terrain modelling: 3D digital geological model of the Pannonian Basin. — *HUNDEM Konferencia, Miskolc, Miskolc Egyetemváros, 2009. 04. 24.*
- JORDÁN GY., VAN ROMPAEY, A., SOMODY, A., FÜGEDI, U. 2009: Contamination transport modelling in a mining-impacted catchment. A case study for the Recsk Copper Mines, Hungary. — *Applied Environmental Geochemistry – Anthropogenic impact on the human environment in the SE Europe, Ljubljana, 6–9/10/2009, Proceedings*, p. 66.
- JORDÁN, GY., VAN ROMPAEY, A., SOMODY, A., FÜGEDI, U., BATS, M., FARSANG, A. 2009: Spatial modelling of contamination in a catchment area impacted by mining: a case study for the Recsk Copper Mines, Hungary. — *International Conference “Contaminated Sites Bratislava 2009”*, Bratislava, Slovak Republic, 15–17/06/2009, Abstracts, pp.
- KAISER M. (szerk.) 2009: Geomorfológiai térkép — Geomorphological Map 1:10 000. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággy-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággy-rög ÉK-i részének földtani térképsorozathoz (1:10 000)*. — *Magyarország tájegységi térképsorozata — Regional Map Series of Hungary*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KALMÁR, I. 2009: Date biografice și activitate geologică. — In: EDELSTEIN, O., KOVACS, M. (ed.): *Dicționarul geologilor care au lucrat în zona Baia Mare și în ariile adiacente*. Risoprint, Cluj Napoca, pp. 107–108.
- KALMÁR J., PATAY R. 2009: Az M0 gyorsforgalmi út nyomvonalán Vecsés térségében végzett ásatások kőanyagának komplex vizsgálata. — In: TARI E. (szerk.): *Régészeti kutatások másfél millió négyzetméteren: Autópálya és gyorsforgalmi utak építését megelőző régészeti feltárások Pest Megyében, 2001–2006*. Pest Megyei Múzeumok Igazgatósága (PMMI), Budapest, pp. 26–40. (Pest megyei múzeumi füzetek)
- KALMÁR, J., PATAY, R., KULCSÁR, V. 2009: Some data as concerning the stone material with geological methods, Üllő and Vecsés archaeological excavation sites, Hungary. — *16th Meeting of Association of European Geological Societies (MAEGS). Geology for society: education and cultural heritage, Cluj Napoca, Romania, 9–13/07/2009, Abstract*, pp. 26–28.
- KATONA L., KORDOS L., LINKAI I., MAGYARI Á., KOVÁCS J. 2009: A csajági mamutok. — *100 éves a jégkorszak, Pécs, PTE Természettudományi Kar Földrajzi Intézete, 2009. 10. 1–3., Absztrakt kötet*, p. 44.
- KERCSMÁR Zs., BUDAI T. 2009: Geológiai kislexikon. — In: BUDAI T., GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak*. — *Geological Map of Hungary for Tourists 1:200 000*. — *A Magyar Állami Földtani Intézet [209.] Alkalmi kiadvány*, MÁFI, Budapest, pp. 223–229.
- KERCSMÁR Zs., PÁLFALVY S., FODOR L., LESS Gy., BUDAI T., KORDOS L. 2009: A Vértes hegység eocén képződményei. — *EMT, 11. Bányászati és Földtani Konferencia, Máramarossziget, Románia, 2009. 04. 22–5., [Absztrakt kötet]*, pp. 159–161.
- KERÉK, B., KUTI, L. 2009: Agrogeology in the Geological Institute of Hungary. — *Bridging the Centuries: 1909–2009, Budapest, MTA és MÁFI, 16–17/09/2009. Historical Gallery*, pp. 2–3.
- KERÉK B., KUTI L. 2009: Inkey Béla. — *Bridging the Centuries: 1909–2009, Budapest, MTA és MÁFI, 16–17/09/2009. Historical Gallery*, pp. 6–7.
- KERÉK B., KUTI L. 2009: Szabó József. — *Bridging the Centuries: 1909–2009, Budapest, MTA és MÁFI, 16–17/09/2009. Historical Gallery*, pp. 4–5.
- KERÉK, B., FARKAS, P., KUTI, L., SZENTPÉTERY, I. 2009: Geological aspects of erosion vulnerability. — *International Conference on Land and Water Degradation. Processes and Management, Magdeburg, Germany, 6–9/09/2009, Book of Abstracts*, p. 27.

- KERÉK, B., FÜGEDI, U., KUTI L., VATAI J. 2009: Spatio-temporal changes of the nitrate-ion concentration in the groundwater. — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19–24/04/2009.* — *Geophysical Research Abstracts, Vol. 11.* <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-11244.pdf> (2010. 08. 03)
- KERÉK, B., FÜGEDI, U., KUTI, L., VATAI, J. 2009: Spatio-temporal changes of the nitrate-ion concentration in the groundwater. — 8. *Földtudományi Ankét, Nagykanizsa, Hevesi Sándor Művelődési Központ, 2009. 11. 26., Kivonatok*, p. 3.
- KERÉK, B., KUTI, L., FÜGEDI, U. 2009: Groundwater under salt affected soils. — In: TÓTH, T. (ed.): *IUSS Salinization Conference: September 20–22, 2009. Program and Presentations.* RISSAC-MTA TAKI, Budapest, p. 22.
- KIRÁLY E. 2009: Kora-karbon gránitbenyomulás. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp.164–168.
- KIRÁLY E. 2009: Magmakeveredés a Mórággyi Gránitban. — In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai egységben.* GeoLitera, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged, pp. 29–41.
- KIRÁLY, E. 2009: Magmatic evolution of Mórággyi Granite. (SE Transdanubia, Hungary). — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS)/HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 16.
- KIRÁLY E. 2009: A Mórággyi Gránit Formáció petrográfiaja és ásványkémiai jellemzése — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 207–222.
- KIRÁLY E. 2009: Xenolitok. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 68.
- KIRÁLY E., GULÁCSI Z. 2009: Hidrotermális képződmények és jelenségek — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 81–84.
- KÓKAY J. 2009: Az élővilág evolúciója egy gyakorlati geológus szemével. — In: UNGER Z. (szerk.) 2009: *Föld és Ég: Tudomány és hit. Geológia és Teológia Konferencia, Sopron, 2008. 10. 16–18.* Hantken Kiadó, Budapest, pp. 47–54.
- KOLOSZÁR L., GYALOG L. 2009: Alsó-miocén, kárpáti, Budafai Formáció, Budafai Homokkő Tagozat ($^{bd}_bM_1$)– bd_b . — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, p. 84.
- KOLOSZÁR, L., MARSI, I. 2009: The thickest and the most complete loess sequence in the Carpathian basin: the borehole Udvari–2A. — In: MARKOVIC, S. B., ZÖLLER, L., SMALLEY, I. (eds): *International Conference on Loess Research: Loessfest '09. Abstract Book, Novi Sad, 08.31–09.03/2009*, p. 107.
- KONRÁD GY., BUDAI T. 2009: A nyugat-mecseki középső-triász kifejlődési sajátosságai. — *Földtani Közöny* 139(2), pp. 119–129.
- KONRÁD, GY., CSÁSZÁR, G. (eds) 2009: *Geology of the East Drava Basin.* — *Guidebook 1. Field trip into the Mecsek and Villány Hills 13–15 July.* — [Budapest], 84 p.
- KÓNYA P. 2009: Új ásványok a vindornyaszőlői bazalt üregeiből és zárványaiból. — *Geoda* 19(3), pp. 15–17.
- KÓNYA P. 2009: Új zeolitfajok a Balaton-felvidéki bazaltok üregeiből. — *Geoda* 19(1), pp. 20–22.
- KÓNYA P., MÁDAI F., SZAKÁLL S. 2009: Elterő kőzetfizikai paraméterekkel rendelkező uzsai bazaltminták ásvány-kőzettani vizsgálata. — *Építőanyag* 61(1), pp. 14–20.
- KÓNYA, P., SZAKÁLL, S., BIGI, S. 2009: New cavity-filling zeolites from the basalts of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (western Hungary). — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009.* — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 155, p. 87.
- KORDOS L. 2009: Ajánló—Recommendation (p. 3–4.), Csákvár, Báraházi-barlang (p. 146), Tatabánya, Szelim-barlang (p. 147.), Vértesszőlős, előembertelep (p. 150.), Budapest, Pál-völgyi – Mátyás-hegyi barlangrendszer, Szemlő-hegyi-barlang (p. 156–157.), Budapest, Várbarlang (p. 158–159.), Ipolytarnóc, Borókás-árok (p. 168–169.), Miskolc, Szeleta-barlang (p. 181.), Cserépfalu, Subalyuk-barlang (p. 184.), Aggrelek, Medve-sziklák (p. 188.), Jósvafő, Béke-barlang (p. 189.), Aggtelek, Baradla-barlang (p. 190–191.), Rudabánya, Rudapithecus-lelőhely (p. 192.), Villány, Templom-hegy (p. 220–221) — In: BUDAI T., GYALOG L. (szerk.): *Magyarország földtani atlasza országjáróknak — Geological Map of Hungary for Tourists 1:200 000.* — *A Magyar Állami Földtani Intézet [209.] Alkalmi kiadvány*, MÁFI, Budapest.
- KORDOS L. 2009: Búcsúznunk kollégánktól: Dr. Szabó Lajos (1921–2009). — *Mérnök Újság*, 2009. november. <http://mernok-ujtag.hu/index.php> (2010. 08. 03.)
- KORDOS L. 2009: Evolúció — a paleontológus szemével. — *Természet Világa. II. Különszám. Evolúció* 140, pp. 30–32.
- KORDOS L. 2009: Gabi és társai. Rudabányai Ősök. — *National Geographic Magyarország* 2009. szeptember, pp. 30–35.
- KORDOS L. 2009: Igazgatói előszó. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, pp. 7–8.
- KORDOS, L. 2009: Impacts of the 1909 events on soil and geological surveys. — *Bridging the Centuries: 1909–2009, Budapest, MTA és MÁFI, 16–17/09/2009. Historical Gallery*, p. 9.
- KORDOS L. 2009: Ismeretlen ismerős: A rudabányai Anapithecus. — *Vadon* 5, pp. 28–31.
- KORDOS L. 2009: A pleisztocén a miocénben kezdődik. — *100 éves a jégkorszak, Pécs, PTE Természettudományi Kar Földrajzi Intézete, 2009. 10. 1–3., Absztrakt kötet*, p. 9.
- KORDOS L. 2009: Semsey Andor és a Földtani Intézet. — *Magyar Tudomány* 171(1), pp. 20–22.
- KORODY, G., JORDÁN, GY. 2009. Digital terrain modelling of paleo-surfaces: 3D model of the Bataapati area, nuclear waste repository site. — *HUNDEM Konferencia, Miskolc, Miskolc Egyetemváros, 2009. 04. 24.*,
- KOROKNAI B. 2009: Alkálivulkanitokkal kapcsolatba hozható hidrotermális jelenségek (térképen nem ábrázolhatók). — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 80–81.
- KOROKNAI B. 2009: Földtani fejlődéstörténet. Paleozoikum. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 162–171.
- KOROKNAI B. 2009: A Mecsek-alja-öv szerkezeti képe. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 149–152.
- KOROKNAI B. 2009: A variszkuszi orogenezishez kapcsolódó szerkezetek. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000).* — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 131–141.

- KOROKNAI B. 2009: Velem, Szent Vid-hegy; Bozsok, Kalapos kő; Sopron, Vöröshídi-kőfejtő; Uppony, Upponyi szoros. — In: BUDAI T., GYALOG L. (szerk.): Magyarország földtani atlasza országjáróknak — Geological Map of Hungary for Tourists 1:200 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet [209.] Alkalmi kiadvány*, MÁFI, Budapest, pp. 100–101; 104; 176.
- KOROKNAI B., GERDES A., KIRÁLY E., MAROS Gy. 2009: A Mórággyi Gránit kora: új LA-ICP-MS U-Pb izotóp adatok. — *A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, Pécs, 2009. 09. 24–26., Absztrakt. Program és tartalmi kivonatok. B6.*, pp. 14–15.
- KOROKNAI B., GERDES A., KIRÁLY E., MAROS Gy. 2009: Emplacement and origin of the Mórággyi Granite (Mecsek Mountains, South Hungary): new LA-SF-ICP-MS U-Pb and Lu-Hf isotope constraints. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 18.
- KOROKNAI B., GULÁCSI Z. 2009: Alsó-paleozoikum, Bataapáti Metahomokkő Formáció (bP_z) – bm. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 56–58.
- KOROKNAI B., MAROS Gy., KIRÁLY E. 2009: Pre-conference excursion: Crystalline rocks of the Mórággyi Hills — A fragment of stable Europe (Bohemian Massif)? — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, pp. 61–73.
- KOVÁCS, I., HIDAS, K., KÓTHAY, K., KÓNYA, P., SZABÓ, Cs., BODOR, B. 2009: Guide to the Bakony-Balaton Volcanic Highland, Field Trip 1. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009*. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* p. 23.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., VELLEDETS, F., KÓNYA, P., FÖLDVÁRI, M., GÁLNÉ SÓLYMOS, K. 2009: Nordstrandite — A New Occurrence From Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica* 48, pp. 43–48.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., MUSKE, J., FÖLDVÁRI, M., KÓNYA, P., KÁKAY SZABÓ, O., HOMONNAY, Z., KUBUKI, S., RÉVAY, Zs. 2009: Re-examination of „monsmedite” from the type locality Baia Sprie, Baia Mare district (Romania). — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009*. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 155, p. 88.
- KÖVÉR Sz., FODOR L. 2009: Geológiai kirándulás, Perkupa–Telekes-völgy–Henc-völgy. — *Gömör–Tornai Fesztivál, Aggtelek, 2009. 07. 28. Kirándulásvezető*, 19 p.
- KÖVÉR, Sz., FODOR, L., JUDIK, K., NÉMETH, T., BALOGH, K., KOVÁCS, S. 2009: Deformation history and nappe stacking in Rudabánya Hills (Inner Western Carpathians) by structural geological, unravelled metamorphic petrological and geochronological studies of Jurassic sediments. — *Geodinamica Acta* 22 (1–3), pp. 3–29.
- KUTI L. 2009: Kútadatok, vizes szakvélemények a 100 éve született ifj. dr. Noszky Jenő vízföldtani tevékenységéről. — *Hidrológiai tájékoztató* 2009, pp. 8–9.
- KUTI L., FÜGEDI U., KERÉK B., VATAI J. 2009: Research on salinization and natural desalinization by the “BFK” method developed for the analysis of the superficial formations on the Great Hungarian Plain. — *International Conference on Land and Water Degradation. Processes and Management, Magdeburg, Germany, 6–9/09/2009, Book of Abstracts*, p. 32.
- KUTI L. (szerk.), FÜGEDI U., KERÉK B., KALMÁR J., KUTI L., MÜLLER T., VATAI J. 2009: *Agrogeológia*. — Dura Stúdió, Budapest, 98 p.
- KUTI L. (ed.), FÜGEDI, U., KERÉK, B., KALMÁR, J., KUTI, L., MÜLLER, T., VATAI, J. 2009: *Agrogeology*. — Dura Stúdió, Budapest, 99 p.
- LAIR, G. J., ZEHETNER, F., FIEBEG, M., GERZABEK, M. H., VAN GESTEL, C. A., HOHENSINNER, S., JORDÁN, Gy., KOELMANS, A. A., POOT, A., SLIJKERMAN, D. M., TOTSCHKE, K. U., BONDAR–KUNZE, E., BARTH, J. 2009: How do long-term development and periodical changes of river-floodplain systems affect the fate of contaminants? — Results from European rivers. — *Environmental Pollution* 157 (12), pp. 3336–3346. <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/19604610> (abstract) (2010.08.03.)
- LÁZÁR, K., MÁTHÉ, Z., FÖLDVÁRI, M., NÉMETH, T., MELL, P. 2009: Various stages of oxidation of chlorite as reflected in the Fe²⁺ and Fe³⁺ proportions in the Mössbauer spectra of minerals in Boda Claystone. — *Proceedings of the International Symposium on the Industrial Applications of the Mössbauer Effect (ISIAME 2008), Budapest, Hungary, 17–22/08/2008 (PART II/IV) — Hyperfine Interaction* 190 (1–3), pp. 129–133.
- LESS, Gy., BÁLDI-BEKE, M., BENEDEK, K., FODOR, L., FÖLDESSY, J., PÁLFALVI, S., ZELENKA, T. 2009: Age revision and paleogeographic significance of the Reck volcano (NE Hungary). — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 21.
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., THAMÓ-BOZSÓ, E. 2009: Origin and timing of development of radial valley system on the northern part of the Transdanubian Hills (Somogy, Hungary). — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 51.
- MAGYARI, Á., CHIKÁN, G., KOLOSZÁR, L., MARSÍ, I., GALOVIC, L., GRIZELI, A. 2009: Late Pleistocene terrestrial sediments in the surroundings of Ilok (Croatia) and its possible correlation with South Transdanubian (Hungary) sediments. — In: MARKOVIC, S. B., ZÖLLER, L., SMALLEY, I. (eds): *International Conference on Loess Research: Loessfest '09. Abstract Book, Novi Sad, 08.31–03.09/2009*, p. 108.
- MAGYARI, Á., UNGER Z., TÓTHNÉ MAKK, Á., BABINSZKI E., KERCSMÁR Zs., KOLOSZÁR L., MARSÍ I., NÁDOR A., TULLNER T. 2009: Az Alföld negyedidőszaki képződményeinek karotázsszelvények ártértékelése alapján szerkesztett talpmélység-térképe. — *EMT, 11. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Máramarossziget, Románia, 2009. 04. –2–5., [Absztrakt kötet]*, p. 162.
- MAROS Gy., KOROKNAI, B. 2009: Az alpi orogenezishez kapcsolódó szerkezetek. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 141–149.
- MAROS Gy., KOROKNAI B. 2009: Törésszerű szerkezetek — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 140–141.
- MAROS, Gy., KOROKNAI, B., DUDKO, A., FÖLDES, T., PÉCSKAY, Z. 2009: Brittle shear zones in the Mórággyi Granite (Mecsek Mountains, Hungary). — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 23.
- MAROS Gy., KOROKNAI B., DUDKO A., FÖLDES T., PÉCSKAY Z. 2009: Törészónák és szerkezetfejlődés a Mórággyi Gránitban — *A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, Pécs, 2009. 09. 24–26., Absztrakt. Program és tartalmi kivonatok. B7*, p. 15.
- MAROS Gy., KOROKNAI B., PALOTÁS K., DUDKO, A., BALOGH K., PÉCSKAY, Z. 2009: Törészónák a Mórággyi Gránitban: új szerkezeti és K/Ar adatok. — In: M. TÓTH T. (szerk.): *Magmák és metamorf képződmények a Tiszai egységben*. GeoLitera, SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Szeged, pp. 43–62.
- MÁRTON, E., HAAS, J., FODOR, L. 2009: Outline of the tectonic history of the Transdanubian Range between 150 and 50 Ma based on

- palaeomagnetic observations. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 52.
- MENTES, G., THEILEN-WILLIGE, B., PAPP, G., SÍKHEGYI, F., UJVÁRI, G. 2009: Investigation of the relationship between subsurface structures and mass movements of the high loess bank along the River Danube in Hungary. — *Journal of Geodynamics* 47 (2–3), pp. 130–141.
- MIHNEA, I., MÄNDRU, R., KALMÁR, J. 2009: Agriculture and Environment in Danube Floodplain and Delta. — In: MIHNEA I., MÄNDRU R., BRAN, M. (eds): *Teorii și practici privind lucrările de apărare împotriva inundațiilor și de eliminare a excesului de umiditate din Lunca Dunării pe teritoriul României [Elmélet és gyakorlat az ár-és belvízvédelem területén a romániai Duna mentén]*. Printech, București, pp. 90–108.
- MINDA, M., TÓTH, GY., HORVÁTH, I., BARNET, I., HÁMORI, K., TÓTH, E. 2009: Indoor radon mapping and its relation to geology in Hungary. — *Environmental Geology* 57 (3), pp. 601–609.
- MURÁTI, J., TÓTH, GY. 2009: Modeling interference effects of shallow geothermal doublets, water works and underground construction works, gravel alluvium, Budapest capital city, Hungary. — *2nd International FEFLOW User Conference, Potsdam, Germany, 14–18/09/2009*.
- NÁDOR A. 2009: Működési jelentés. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007*, pp. 9–42.
- NISHIMURA, C., MATSUMOTO, T., MATSUDA, J. I., DETRE, CS., DON, GY., BRAUN, T. 2009: Light Noble Gases in the Geological Mass Extinction Layers in Hungary. — *Revista de Chimie* 59 (11), pp. 1180–1185.
- NÉMETH, K., BUDAI, T. 2009: Diatremes cut through the Triassic carbonate platforms in the Dolomites? Evidences from and around the Latemar, Northern Italy. — *Episodes* 32 (2), pp. 74–83.
- NOVAK, B. 2009: May cause environmental damage the diversion of the Danube in the Szigetköz area, Hungary? — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19–24/04/2009*. — *Geophysical Research Abstracts, Vol. 11*. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-5088-1.pdf> (2010.08.03.)
- NOVÁK B. 2009: A Dél-alföldi felszín alatti vizek minőségi állapotának értékelése. — *Kari Tudományos Konferencia, Sopron, Nyugat-magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Kar, 2009. 10. 12., Absztrakt kötet*.
- NOVÁK-GÁL B. 2009: Okoz-e környezeti kárt a Duna elterelése? — *Tudományos Előadások 2009 (MTA Veszprémi Területi Bizottság)*.
- NOVÁK B. 2009: A Szigetközi Földtani Monitoring (1996–2007) vízkémiai eredményei. — *Hidrológiai Tájékoztató* 2009, pp. 21–22.
- NOVÁK B., SZÓCS T. 2009: Felszín alatti víztestek állapotértékelése. — *Iffjú Szakemberek Ankétja, Keszthely, 2009. 03. 27–28., Előadások és kivonataik*. <http://isza.hu/index.php>
- OZCAN, E., LESS GY., BÁLDI-BEKE, M., KOLLÁNYI, K., ACAR, F. 2009: Oligo-Miocene foraminiferal record (Miogypsinidae, Lepidocyclinidae and Nummulitidae) from the Western Taurides (SW Turkey): Biometry and implications for the regional geology — *Journal of Asian Earth Sciences* 34 (6), pp. 740–760.
- PAPP P. 2009: SCHEJBALOVÁ, Z. 2009: Egy francia mérnök (bányavállalkozó, politikus, bankár) Ausztria-Magyarországon. — *Bányászattörténeti Közlemények* 8 (4/2), pp. 58–67. (fordítás)
- PAPP P. 2009: Két tanulmány a máriavölgyi (mariankai) palabányászatról: Bevezető sorok — *Bányászattörténeti Közlemények* 8 (4/2), p. 50.
- PAPP P. 2009: Újabb Marsigli-adatok, de megint nem a székelly rovásírásról = new discovered origibal data from L. F. Marsigli (1658–1730), but not ont he ancien aphabet of the sicules. — *II. Székelyföldi Geológustalálkozó. Bányai János Emlékkonferencia, Székelyudvarhely, 22–25/10/2009*, pp. 57–58. Poszterkivonat. http://www.gekko.ro/files/SzGT2009_konferencia_kotet.pdf (2010.szeptember 06.)
- PÉTERDI, B., HORVÁTH, Z., SZAKMÁNY, GY., KASZTOVSZKY, ZS. 2009: Petrographic Investigation of Late Cooper Ages Stone Tools from Balatonöszöd (Temetoi dulo) Western Hungary. — *37th. International Symposium on Archaeometry, Siena, Italy, 12–16/05/2008, May, Quebec City, Canada. — Proceedings. Actes. ISA 2006.: Cahiers d'archéologie du CELAT, 25(7 Sér. Archeometrie)*, pp. 161–171.
- PIROS O., CSÁSZÁR G. 2009: A Dachsteini Mész-kő Formáció Pusztavám térségben feltárt legfelső rétegei a falutól délre eső kőfejtő rétegsorában. — *Földtani Közöny* 139 (1), pp. 21–32.
- PLAŠIENKA, D., FODOR, L., OSZCZYPKO, N., FARYAD, S.W. 2009: Preface: Tectonics of the Western Carpathians in the light of recent studies. — *Geodinamica Acta* 22 (1–3), pp. 1–2.
- PÜSPÖKI, Z., TÓTH-MAKK, Á., KOZÁK, M., DÁVID, Á., MCINTOSH, R. W., BUDAY, T., DEMETER, G., KISS, J., PÜSPÖKI-TEREBESI, M., BARTA, K., CSORDÁS, CS., KISS, J. 2009: Truncated higher order sequences as responses to compressive intraplate tectonic events superimposed on eustatic sea-level rise. — *Sedimentary Geology* 219 (1–4), pp. 208–236.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á. 2009: Vízutánpótlási és megcsapolási viszonyok. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000)*. — *Magyarország tájegyiségi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 183–187.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., NAGY P., TURCZI G., HAVAS G., TULLNER T. 2009: Az e-Water projekt eredményeinek bemutatása. — *16. Konferencia a felszín alatti vizekről, Siófok, 25–26/03/2009*. <http://fava.hu/siofok2009/osszefoglalok/ewater.pdf> (2010. 08. 04.)
- RÓZSA, P., SZAKÁLL, S., BALÁZS, É., BARTHA, A. 2009: Possibilities of determination of alteration degree of rocks by thermogravimetry. — *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 96 (2), pp. 433–438.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., FODOR, L., HORVÁTH, E., TELBISZ, T. 2009: Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. — *Geomorphology* 104 (3–4), pp. 203–217.
- SCHAREK P., DON GY., NOVÁK B., PENTELÉNYI A. 2009: A földtani monitoring eredményei a Szigetköz 2008. évi vizsgálata alapján. — *A 2008. évi szigetközi kutatások eredményeinek bemutatása, Konferencia, Budapest, MTA Jogi Tudományi Intézet, 2009. 04. 17.*, pp. 3–5.
- SCHAREK P., HERNANDEZ-SILVA, G., HERRERRA-MUNOZ, A. 2009: Adatok a higany elterjedésére és hatására az emberi környezetre a Magyar Állami Földtani Intézet mexikói TÉT projektje alapján. — *A higany környezetgeokémiája: Az MTA X. Osztály Geokémiai és Ásvány-Kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottságának előadólése, Budapest, MTA Kutatóház, 2009. 11. 10.*, p. 5.
- SZANYI, J., KOVÁCS, B., SCHAREK, P. 2009: Geothermal Energy in Hungary: potentials and barriers. — *European Geologist* 27, pp. 15–18.
- SZEGŐ É., LANTOS M., BOHNÉ HAVAS, M., SELMECZI I., NAGYMAROSY A. 2009: Kisalföldi badeni rétegsorok kapcsolata a Baden-Sooss szelvényvel. — *12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron, 2009. 05. 28–30., Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, p. 32.
- SZILASSI, P., JORDÁN, GY., VAN ROMPAEY, A., CSILLAG, G., VAN DESSEL, W. 2009: The impact of historical land use changes in the Balaton Catchment. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezettörténet. Az utóbbi 500 év környezeti eseményei történeti és természettudományi források fényében*. Hantken Kiadó, Budapest.
- SZÓCS T., ZÖLDI I., DEÁK J., TÓTH GY., CSERNY T. 2009: Felszín alatti vizeink kémiai állapota. Vízyűjtő-gazdálkodási tervek készítése Magyarországon. — *16. Konferencia a felszín alatti vizekről, Siófok, 2009. 03. 25–26*. http://fava.hu/siofok2009/osszefoglalok/szocs_t_vgt_fa_kemia.pdf (2010.08.04.)

- SZÓCS, T., HORVÁTH, I., BARTHA, A., BERTALAN, É., TÓTH, Gy., BALLÓK, M., BITSKEY, J., JUDÁK ANTUNOVITS, R. 2009: Arsenic in shallow groundwater in evaporation zones. — *8th IAHS Scientific Assembly – 37th IAH Congress, Hyderabad, India, 06-12/09/2009*. CD.
- SZUROMINÉ KORECZ A., BOHNNÉ HAVAS M. 2009: Miocén mikrofauna (Foraminifera, Ostracoda, Pteropoda) a szíriai Al-Amal-1. fúrásból. — *12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron, 2009. 05. 28–30., Program, előadaskivonatok, kirándulásvezető*, p. 35.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., BIRO, K. T. 2009: Optically stimulated luminescence dating of sediments on archaeological sites. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009*. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 155, p. 160.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E., NÁDOR A., MAGYARI Á., 2009. A lumineszcens kormeghatározás alkalmazása a történelmi idők környezeti eseményeinek datálására. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *Környezet-történet. Az utóbbi 500 év környezeti eseményei történelmi és természettudományi források fényében*. Hantken Kiadó, Budapest, pp. 399–407.
- TÓTH Gy. (szerk.) 2009: Talajvíz–domborzati térkép — Map of Groundwater Relief 1:10 000. — In: BALLA Z., GYALOG L. (szerk.): *A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög ÉK-i részének földtani térképsorozatához (1:10 000)*. — Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- TÓTH, T., PÁSZTOR, L., KABOS, S., KUTI, L. 2009: Zaszolennyije pocsvi Vengrii: prognosz paszposztranenyija na osznove gidrogeologicszeszkih kart. — In: KRASZILNYIKOV, P. V. (ed.): *Ekologija i geografija pocsvi*. Izdatelstvo KarNC RAN, Petrozavodszk, pp. 115–156.
- TURCZI G. 2009: 140 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. A digitális térképkészítés korszaka – az elmúlt 30 év. — *Térinformatika 2009* december 08. <http://terinformatika-online.hu/index.php>
- UHRIN, A., MAGYAR, I., SZTANÓ, O., FODOR, L. 2009: Shelf–margin progradation in Lake Pannon as a tool for reconstructing Late Miocene tectonic evolution of the Pannonian Basin. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009*, p. 33.
- UNGER Z. 2009: „... elmélkedj a Földről, az is tanít...” — In: UNGER Z. (szerk.) 2009: *Föld és Ég: Tudomány és hit. Geológia és Teológia Konferencia, Sopron, 2008. 10. 16–18.*, Hantken Kiadó, Budapest, pp. 101–103.
- UNGER Z. (szerk.) 2009: *Föld és Ég: Tudomány és hit. Geológia és Teológia Konferencia, Sopron, 2008. 10. 16–18.* — Hantken Kiadó, Budapest, 146 p.
- VAN VLIET-LANOE, B., HIBSCH, C., CSONTOS, L., JEGOUZO, S., HALLÉGOUET, B., LAURENT, M., MAGYARI, Á., MERCIER, D., VOINCHET, P. 2009: Seismically induced shale diapirism: the Mine d'Or section, Vilaine estuary, Southern Brittany. — *International Journal of Earth Sciences* 98 (5), pp. 969–984.
- VETŐ I., ZAJZON N. 2009: Pyrite Generations From The Permian/Triassic Boundary Section, Bálvány, Bükk Mts., Hungary. — *Acta Mineralogica–Petrographica* 48, pp. 49–53.
- VETŐ, I., FÖLDVÁRI, M., SAJGÓ, Cs., THAMÓ-BOZSÓ, E., VARGA-BARNA, Zs. 2009: Association of H₂S – ankerite – late pyrite suggests active thermochemical sulphate reduction below 5 km in the Pannonian basin, SE Hungary. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009*. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 155, p. 171.
- VICZIÁN I. 2009: Az aktualizmus elvének megjelenése a Prédikátor könyvében — In: UNGER Z. (szerk.) 2009: *Föld és Ég: Tudomány és hit. Geológia és Teológia Konferencia, Sopron, 2008. 10. 16–18.*, Hantken Kiadó, Budapest, pp. 109–116.
- VICZIÁN, I. 2009: Teaching environmental clay mineralogy — outlines of a university course. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009*. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 155, p. 172.
- VÖRÖS, A., BUDAI, T., SZABÓ, I. 2009: „Aranyszög” nélkül — A latin emelet bázisa Felsőörsön. — *12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron, 2009. 05. 28–30. Program, előadaskivonatok, kirándulásvezető*, pp. 37–38.
- VÖRÖS, A., BUDAI, T., SZABÓ, I. 2008: The base of the Curionii Zone (Ladinian, Triassic) in Felsőörs (Hungary): improved correlation with the Global Stratotype Section. — *Central European Geology* 51 (4), pp. 325–339.

Kézirat, jelentés

- ANDRÁS E., SZEBÉNYI G., VÁGÓ Z., NAGY V., VERES J., ANDRÁSSY M., MOLNÁR P., SIDLÓ T. G., KIRÁLY E., GYALOG L., RÁTKAI O., KOVÁCS L., SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeR–4 jelű vágatelőfúrás egységes értékelő jelentése — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. december. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-085/09.
- ANDRÁS E., SZEBÉNYI G., TÖRÖK P., VÁGÓ Z., VERES J., ANDRÁSSY M., DARVAS K., MOLNÁR P., ZSÁMBOK I., GYALOG L., FÜRI J., KIRÁLY E., RÁLISCH E., KOVÁCS L., SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeK–16 fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. május, RHK Kft. Irattára, Paks, RHK-K–026/09.
- ANDRÁS E., DÁLYAY V., VÁGÓ Z., NAGY V., SIDLÓ T. G., DARVAS K., KORPAI F., MOLNÁR P., GULÁCSI Z., GYALOG L., KIRÁLY E., RÁLISCH E., FÜRI J., KOVÁCS L., RÁTKAI O., SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeR–2 jelű vágatelőfúrás egységes értékelő jelentése. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. december. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-049/09.
- ANDRÁS E., SZEBÉNYI G., VÁGÓ Z., NAGY V., SIDLÓ T., ANDRÁSSY M., DARVAS K., KORPAI F., MOLNÁR P., KOROKNAI B., GYALOG L., FÜRI J., KIRÁLY E., RÁLISCH E., KOVÁCS L., RÁTKAI O., SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeK–17 fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. május, RHK Kft. Irattára, Paks, RHK-K–043/09.
- BABINSZKI, E. 2009: Report on determination of ichnofossils collected during the mapping work in Libya in 2008, 12 p.
- BABINSZKI, E. 2009: Report on determination of ichnofossils collected during the mapping work in Libya in 2009, 15 p.
- BALLA Z. 2009: Előzetes jelentés a kishurok magfúrásainak egységes közetminősítéséről. Emlékeztető a kishurokban mélyített fúrások magjának felülvizsgálatáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1468.
- BALLA Z. 2009: Földtani-tektonikai modell. Közreműködés 3D modellezésben. Jelentés a 2008V-214. számú, ÜH-186/2008. kódjelű szerződés FA80801 kódszámú tételének teljesítéséről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1466.
- BALLA Z. 2009: A lejtősaknák és a kishurok vágatszakasza elő- és vízföldtani kutatófúrásainak földtani-szerkezeti revíziós vizsgálata. Jelentés az ÜH-82/2009. számú szerződés T40200 kódszámú tételének teljesítéséről. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1474.
- BALLA Z., CSÁSZÁR G., FÖLDVÁRI M., GULÁCSI Z., GYALOG L., HORVÁTH I., KAISER M., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAGYARI Á., MAROS Gy., MARSÍ I., MUSITZ B., RÁLISCH E., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH Gy.; BERTA J., CSAPÓ Á., CSURGÓ G., GORJÁNÁCS Z., HAMOS G., HOGYOR Z., JAKAB A., MOLNOS I., MOSKÓ K., ORSZÁG J., SIMONCSICS G., SZAMOS I., SZEBÉNYI G., SZŰCS I., TURGER Z., VÁRHEGYI A., BENEDEK K., MOLNÁR P., SZEGŐ I., TUNGLI Gy., MADARASI A., MÁRTONNÉ SZALAY E., PRÓNAY Zs., TILDY P., SZONGOTH G., GACSÁLYI M., KOVÁCS L., MÓNUS P., VÁSÁRHELYI B. 2009: A felszín alatti földtani kutatás zárójelentése. Jelentés a V-124/2006. rendelési számú, ÜH-65/2006. számú szerződés FA90508 kódszámú tételének teljesítéséről. — *Kézirat*, (május, mennyiségi teljesítés). Tekt. 1419.

- CSEERNY T., GÁL N., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., JORDÁN GY., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., TÓTH GY., VISZKOK J. 2009: Déli-Bakony–Zalai-medence regionális hidrogeológiai modell és felszín alatti áramlás szimuláció. Karsztvíz kutatási projekt. — *Kézirat*, Hantken Miksa Alapítvány Zárójelentése.
- DÁLYAY V., SZEBÉNYI G., VÁGÓ Z., ANDRÁS E., NAGY V., VERES J., SIDLÓ T. G., DARVAS K., GULÁCSI Z., GYALOG L., KOVÁCS L., SZONGOTH G., ZILÁHI-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeR–5 jelű vágatelőfúrás egységes értékelő jelentése. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. november. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-088/09. Tekt. 1472.
- DÁLYAY V., VÁGÓ Z., NAGY V., VERES J., ANDRÁS E., ANDRÁSSY M., SIDLÓ T. G., DARVAS K., MOLNÁR P., ZSÁMBOK I., GYALOG L., RÁTKAI O., KOVÁCS L., SZONGOTH G., ZILÁHI-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeR–7 jelű vágatelőfúrás egységes értékelő jelentése. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. december. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-150/09M01.
- DÁLYAY V., SZEBÉNYI G., VÁGÓ Z., NAGY V., ANDRÁS E., SIDLÓ T. G., DARVAS K., KORPAI F., MOLNÁR P., ZSÁMBOK I., KIRÁLY E., RÁLISCH E., GYALOG L., FÜRI J., RÁTKAY O., KOVÁCS L., SZONGOTH G., ZILÁHI-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeN–8 fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs., 2009. június. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-044/09.
- DEÁK J., SZÓCS T., TULLNER T. 2009: Diffúz szennyeződések ellenőrzése és a szennyezett területek meghatározása. — *Kézirat*.
- DON GY., NOVÁK B., PENTELENYI A., SCHAREK P. 2009: Földtani monitoring hálózat működtetése és az adatok értékelése a Szigetközben. — *Kézirat*, p. 143+ Melléklet, és CD, MÁFIE-jelentéstár.
- GYALOG L., ALBERT G., BÍRÓ I., BORSODY J., FÜRI J., GULÁCSI Z., HALÁSZ A., KOROKNAI Zs., MAROS GY., MUSITZ B., PALOTÁS K., TÖRÖK P. 2009: Kiterített földtani–tektonikai palástterkép a vágatok 1450/1500–1723/1772 m-es szakaszairól. Jelentés a V-124/2006. rendelési számú, Üh-65/2006. számú szerződés FA90300 kódszámú tételének teljesítéséről. — *Kézirat*, Tekt. 424.
- HORVÁTH I., MURÁTI J., NAGY P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., TÓTH GY., JERABEK Cs., PÁLFI É., TIHANYINÉ SZÉP E. 2009: A felszíni és felszín alatti vizek állapotának vizsgálata. Jelentés a Bábaapáti kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladék végleges elhelyezésére alkalmas földalatti tároló környezetvédelmi engedélyben meghatározott feladatokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- JAKAB A., DEÁK F., KOVÁCS L., MARACSIK Z., MÁTÉ K., NÉMETH L., RÁTKAI O., ANDRÁS E., SZAMOS I., SZEBÉNYI G., TÖRÖK P., GYALOG L., BORSODY J., FÜRI J., GULÁCSI Z., KIRÁLY E., MAROS GY., RÁLISCH E., SZABADOSNÉ SALLAY E. 2009: A Bábaapáti Nemzeti Radioaktív Hulladék-tároló feltáró vágatai térképezése I. ütem. Vágatdokumentációs jelentés — „kishurok”. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. június. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-040/09.
- JORDÁNNÉ SZÜCS A., JORDÁN GY., SZÓCS T., CSEERNY T., OROSZ L. 2009: Trend vizsgálat összefoglaló a kijelölt VKI monitoring kutak alapján. — TED [2008/S 169-226955] 2/X.5. Függelék Vízhasználatok gazdasági elemzése feladathoz. — *Kézirat*.
- KIRÁLY E., GULÁCSI Z., KOROKNAI B. 2009: A Mórággyi Gránit Formáció integrált értékelése; Bábaapáti hulladéktároló felszín alatti létesítményeinek előkészítési munkái 2006–2007. Jelentés az Üh-65/2006. sz. szerződés FA90504 kódszámú tételének teljesítéséről. — *Kézirat*, Tekt. 1384.
- KOVÁCS L., BERTA Zs., BÍRÓ I., BUDAI T., CSICSÁK J., DANKÓ GY., DEMÉNY A., FANCSIK T., FÖLDING G., GEIGER J., GRENERCZY GY., HÁMOS G., HEGEDŰS E., HORVÁTH F., KONRÁD GY., KOVÁCS A. Cs., MAJOROS GY., MÁTHÉ Z., MENYHEI L., MOLNÁR P., NÁDOR A., ORSZÁG J., ÖTVÖS K., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SÁMSON M., SZIKSZAI Zs., SZÓCS T., TAKÁTS F., TURGER Z., VÁRHEGYI A. 2009: Szerződésszáró összefoglaló jelentés elkészítése (Előzetes teljesítésként elkészített változat). Az RHKKht. és a Mecsekérc Rt. között létrejött, P300B-4-01/03 rendelési számú szerződés teljesítési dokumentuma. — *Kézirat*, Mecsekérc, Pécs.
- MAGYARI Á., MARSÓ I. 2009: Szakértői vélemény Lovasberény község (Fejér m.) keleti határában található (Diósi vagy Nagygödör)–árok földtani képződményeiről. Jelentés a Duna–Ipoly Nemzeti Park Igazgatósága részére, Magyar Állami Földtani Intézet. — *Kézirat*, 5 p.
- MOLNOS I., JAKAB A., SOMODI G., SZAMOS I., VÁSÁRHELYI B., GYALOG L., BORSODY J., FÜRI J., GULÁCSI Z., MAROS GY., MUSITZ B. 2009: Jelentés a Bábaapáti mélyített Nyugati-lejtőszakna 1309,50–1772,50 és Keleti-lejtőszakna 1254,10–1723,50 m-es szakaszán elvégzett földtani–tektonikai, geotechnikai és vízföldtani dokumentálási munkákról; FK 30000. — *Kézirat*, Tekt. 1431. (8 kötet)
- ORSZÁG J., CSAPÓ Á., CSURGÓ G., GORJÁNÁCS Z., HOGYOR Z., HORVÁTH I., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., MOLNÁR P., TILDY P., MOSKÓ K., KOVÁCS L., SOMODI G., MÓNUS P. 2009: A monitoring-hálózat (felszíni és felszín alatti) méréseinek összefoglaló értékelése. — *Kézirat*, Mecsekérc, Pécs.
- ORSZÁG J., GORJÁNÁCS Z., HORVÁTH I., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., MOLNÁR P., MOSKÓ K., KOVÁCS L. 2009: Értékelő zárójelentés a monitoring eredményekről. — *Kézirat*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Paks, RHK-K-007/09M01.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TULLNER T. 2009: Felszíni víztestek kémiai állapotát veszélyeztethető felszín alatti víztestek vízminőségének ellenőrzése. — *Kézirat*.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I., JERABEK Cs., MARSÓ K., NAGY P., SÁSDI L., SZÓCS T. 2009: A BAF minősítését célzó Középtávú Program, I. kutatási fázis. Regionális vízföldtani reambuláció értékelése. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- SZÓCS T., TÓTH GY., CSEERNY T., ZÖLDI I. 2009: Küszöbértékek véglegesítése. — *Kézirat*, Vízyűjtő-gazdálkodási tervezés.
- SZÓCS T., TÓTH GY., CSEERNY T., ZÖLDI I. 2009: Túllépések veszélyességének ellenőrzése. — *Kézirat*, Vízyűjtő-gazdálkodási tervezés.
- SZÓCS T., TÓTH GY., CSEERNY T., HORVÁTH I., NOVÁK B., ZÖLDI I. 2009: Háttér értékek és küszöbértékek meghatározása. — *Kézirat*, Vízyűjtő-gazdálkodási tervezés.
- SZÓCS T., CSEERNY T., JORDÁNNÉ SZÜCS A., JORDÁN GY., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., TÓTH GY., TULLNER T. 2009: Az országos vízgeokémiai modell fejlesztése, a felszín alatti vizek állapotértékelésével és a vonatkozó intézkedések tervezésével kapcsolatos feladatok ellátása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Vízyűjtő-gazdálkodási tervezés.
- SZÜCS A., JORDÁN GY., SZÓCS T. 2009: Trend vizsgálat összefoglaló a kijelölt VKI monitoring kutak alapján. — *Kézirat*.
- SZÜCS A., JORDÁN GY., SZÓCS T. 2009: Vízyűjtő-gazdálkodási tervek előkészítése. A felszínalatti vizek trend vizsgálata, KEOP 2.5.0 projekt (külső jelentés). — *Kézirat*.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2009: Nagyteveli üledékek kvarc szemcséin végzett OSL kormeghatározás eredményei. — *Kézirat*.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2009: OSL kormeghatározás eredményei. Results of OSL dating: TAT 03 sample 5., 6., 9., 10. — *Kézirat*.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2009: Üledékek kvarc szemcséin végzett OSL kormeghatározás eredményei: Csipkerek kavicsbánya, Billegerdő kavicsbánya. — *Kézirat*.
- TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., NAGY P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., JERABEK Cs., PÁLFI É., TIHANYINÉ SZÉP E. 2009: A felszíni és felszín alatti vizek állapotának vizsgálata. Jelentés a Bábaapáti kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladék végleges elhelyezésére alkalmas földalatti tároló környezetvédelmi engedélyben meghatározott feladatokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- TÓTH GY., CSEERNY T., GÁL N., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., JORDÁN GY., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., VISZKOK J. 2009: Déli-Bakony–Zalai-medence regionális hidrogeológiai modell és felszín alatti áramlás szimuláció. Karsztvíz kutatási projekt 2006–2009. Zárójelentés. — *Kézirat*, Hantken Miksa Alapítvány, Budapest.
- TÖRÖK P., SZEBÉNYI G., VÁGÓ Z., NAGY V., MOLNÁR P., GULÁCSI Z., GYALOG L., FÜRI J., KOVÁCS L., RÁTKAI O., SZONGOTH G., ZILÁHI-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeR–3 fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. június. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-045/09.

- TÖRÖK P., SZEBÉNYI G., VÁGÓ Z., VERES J., SIDLÓ T.G., ANDRÁSSY M., DARVAS K., KORPAI F., KOROKNAI B., GYALOG L., RÁTKAI ORSOLYA, KOVÁCS L., SZONGOTH GÁBOR, ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeR-6 jelű vágatelőfúrás egységes értékelő jelentése. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. december. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-147/09M01.
- TÖRÖK P., SZEBÉNYI G., ANDRÁS E., VÁGÓ Z., VERES J., MOLNÁR P., KORPAI F., SIDLÓ T., KIRÁLY E., GYALOG L., FÜRI J., RÁLISCH E., KOVÁCS L., RÁTKAI O., SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A Bp-3 fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. május. RHK Kft. Irattár, Paks, RHK-K-024/09.
- TÖRÖK P., SZEBÉNYI G., ANDRÁS E., VÁGÓ Z., VERES J., SIDLÓ T. G., ANDRÁSSY M., MOLNÁR P., KOVÁCS L., KOROKNAI B., GYALOG L., FÜRI J., KIRÁLY E., RÁLISCH E., SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2009: A BeN-7 fúrás dokumentációja. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt., Pécs, 2009. március. RHK Kft. Irattár, Paks; RHK-K-009/09.
- Poszterek, előadások*
- BABINSZKI E., KERCSMÁR ZS., LANTOS Z. 2009: Beszámoló a „A Dunántúli-középhegység kréta üledékei” című 3 napos terepbejárásról. — *Évzáró klubnap, Vetítettképes élménybeszámoló a Szakosztály 2009. évi terepbejárásairól. A Magyarhoni Földtani Társulat, Általános Földtani Szakosztály és a Budapesti Területi szervezet közös rendezvénye, Budapest, 2009. 12. 17.*
- BALLA Z. 2009: A mórágai gránittest felépítéséről. — *A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, Pécs, 2009. 09. 24–26.*
- BARTHA A., VARGÁNÉ BARNÁ ZS., HORVÁTH I., TÓTH GY. 2009: Geológiai minták higanytartalmának meghatározási módszerei a MÁFI laboratóriumában. — *A higany környezetgeokémiája: Az MTA X. Osztály Geokémiai és Ásvány-Kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottságának előadói ülése, Budapest, MTA Kutatóház, 2009. 10. 11.*
- BARTHA A., BALLÓK, M., BERTALAN, É., SCHAREK P. 2009: Analytical methods of the determination of total Hg and toxic metal contents and their application on samples of San Joaquin's region. — *Mercurio: El hombre y la naturaleza al sur de la Sierra Gorda Querétaro, México, workshop, 30/04/2009.*
- BARTHA A., BERTALAN É., BALLÓK I.-NÉ., VAN DINH, N., HIEP, N. T. VAN TUOI, V., TANH, V. M. 2009: Kétoldalú, Tét együttműködés a MÁFI és a Dél-vietnami Geológiai Térképező Intézet laboratóriumai között. ICP-AES és AAS módszerek fejlesztése bauxit és egyéb kőzetminták fő- és nyomelemeinek meghatározására. — *5. Szent Györgynapi Bauxittalalkozó, Székesfehérvár, 2009. 04. 28.*
- BARTHA A., BERTALAN É., BALLÓK I.-NÉ., VAN DINH, N., HIEP, N. T. VAN TUOI, V., TANH, V. M. 2009: Kétoldalú, Tét együttműködés a MÁFI és a Dél-vietnami Geológiai Térképező Intézet laboratóriumai között. ICP-AES és AAS módszerek fejlesztése bauxit és egyéb kőzetminták fő- és nyomelemeinek meghatározására. Tapasztalatok a Saigoni Laboratórium Optima 5300 DV ICP-AES, ill. AAnalyst 800 AAS készülékeivel. — *Előadás a Perkin Elmer felhasználói ülésen, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 2009. 03. 11.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2009: Darwin nyomában az Andokban. — *3. Országos Középszintű Földtudományi Diákkonferencia. A Magyarhoni Földtani Társulat Oktatási és Közművelődési Szakosztály Előadói ülése, Budapest, 2009. 11. 6–7.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2009: A Föld Bolygó Éve Magyar Nemzeti Bizottságának elnöke, megnyitó. — *„Hétköznapi geológia”. A Magyarhoni Földtani Társulat Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet és Városlőd önkormányzata közös rendezvénye, Városlőd, 2009. 05. 07.*
- BREZSNYÁNSZKY K., SZÓCS T., TÓTH GY. 2009: Interreg — határokon átnyúló felszín alatti vizek Európában. — *„Tradíció és jövő”, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 2009. 04. 22.*
- BUDA GY., HÁLA J., PAPP P., TÓTH Á. 2009: Angliai utazók Magyarországon a XIX. században; konferencia-részvételeink 2009-ben. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztály előadói ülése, Budapest, 2009. 10. 19.*
- BUDAI T. 2009: Előzetes tájékoztató a Szepesházy Kálmán alapította kutatói ösztöndíj rendszeréről. — *Szepesházy Kálmán-émléknapp. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztály rendezvénye, 2009. 03. 02. és 2009. 03. 08.*
- BUDAI T. 2009: A Magyar Állami Földtani Intézet új 100 000-es térképei. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezete és a MTA-VEAB Földtani és Bányászati munkabizottsága előadói ülése, 2009. 03. 12.*
- BUDAI T. 2009: A Vértes és a Gerecse. — *Geoturizmus Anket. A Magyarhoni Földtani Társulat rendezvénye, Budapest, 2009. 10. 09.*
- BUDAI T. 2009: A Vértes földtani kutatása. — *Előadói ülése, tisztújítás. A Magyarhoni Földtani Társulat, Általános Földtani Szakosztály és a Budapesti Területi szervezet közös rendezvénye, Budapest, 2009. 04. 15.*
- CHIKÁN G. 2009: Megvédhetjük-e a természeti értékeket a természettől? — *8. Földtudományi Anket, Nagykanizsa, Hevesi Sándor Művelődési Központ, 2009. 11. 26. Poszter.*
- CHIKÁN, G.: Heavy loess-wall movements at Danube River in Dunaszekcső, (Hungary) — *International Conference on Loess Research. Újvidék, Szerbia, 31/08–01/09/2009. Poszter.*
- CSÁSZÁR G. 2009: A földtani térképező, térképszerkesztő és paleontológus. — *Száz éve született ifj. Noszky Jenő. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 05. 11.*
- CSERNY T. 2009: A Balaton üledékeinek szedimentológiai, ásványtani és geokémiai tulajdonságai. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan - Geokémiai Szakosztályának rendezvénye, Budapest, 2009. 01. 16.*
- CSILLAG, G.: Complex planation surface formation in the western Pannonian Basin, Hungary (Central Europe) in the Cenozoic. — *Geological Society of New Zealand, Massey University, Palmerston North, 23/07/2009. Előadás.*
- CSILLAG, G., NÉMETH K. 2009: Environmental Control on the Style of Neogene Volcanism of Low Magma Output Volcanic Field, Hungary. — *Ancient Landscapes — Modern Perspectives, 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Melbourne, Australia, 6–11/07/2009.*
- CSILLAG G. FODOR L., JORDÁN GY. 2009: Morphotectonic characterisation of planation surfaces: a digital terrain analysis approach (Vertes Hills, Hungary). — *Ancient Landscapes — Modern Perspectives, 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Melbourne, Australia, 6–11/07/2009. Poster.*
- CSILLAG, G., FODOR L., RUSZKICZAI-RÜDIGER, Z., SEBE K., MÜLLER P. M., THAMO-BOZSÓ E. 2009: Aeolian landform processes in the Western Pannonian Basin, Hungary. — *Ancient Landscapes — Modern Perspectives, 7th International Conference on Geomorphology (ANZIAG), Melbourne, Australia, 6–11/07/2009. Poster.*
- DANIŠÍK, M., FODOR, L., DUNKL, I., VIDÓ-HÁMOR, M., LANTOS, Z., SZTANÓ, O., FRISCH, W. 2009: Thermochronological constraints on the thermal evolution of the Pannonian Basin – a case study from the borehole AD-3. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009.*
- DUDICH E. 2009: Bidló Gábor a földtudományok oktatója, művelője és krónikása. — *Dr. Bidló Gábor emlékülés, születésének 85. évfordulója alkalmából. A Magyarhoni Földtani Társulat Agyag-ásványtani Szakosztályának rendezvénye, Budapest, 2009. 03. 24.*
- DUDICH E. 2009: A Fasortól a Stefániáig. — *A 80 éves Dr. Vitális György aranydíj geológus köszöntése. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztály, a Magyar Hidrológiai Társaság, a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat közös rendezvénye, Budapest, 2009. 10. 08.*

- FODOR L., ALBERT G., CSILLAG G., FÓRIÁN SZ. M., LANTOS Z. 2009: A földtani térképezés napjainkban — magyarországi és líbiai esettanulmányok — A földtani térképezés 140 éve. Módszerek, térképek. Konferencia és térképkiállítás a Magyar Állami Földtani Intézet 140 éves fennállása alkalmából, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 2009. 11. 25.
- FODOR L., CSILLAG G., LANTOS Z., BUDAI T., KERCSMÁR ZS., PEREGI ZS., SELMECZI I., TURCZI G., VIKOR ZS. 2009: Új megközelítések a Vértes térképezésében. — Előadóiülés, tisztújítás. A Magyarhoni Földtani Társulat, Általános Földtani Szakosztály és a Budapesti Területi szervezet közös rendezvénye, Budapest, 2009. 04. 15.
- FODOR L., BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., KERCSMÁR ZS., KISZELY M., KORDOS L., LANTOS Z., MAGYAR I., MÁRTON E., PÁLFALVI S., SELMECZI I., SZTANÓ O., THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2009: Fejezetek a Vértes fejlődéstörténetéből. — Előadóiülés, tisztújítás. A Magyarhoni Földtani Társulat, Általános Földtani Szakosztály és a Budapesti Területi szervezet közös rendezvénye, Budapest, 2009. 04. 15.
- FÓZY I., JANSSEN, N. M. M., PRICE, G., KNAUER J., PÁLFY J. 2009: Hárskút revisited — egy fontos alsó-kréta szelvény integrált sztratiográfiai eredményei. — 12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron, 2009. 05. 28–30.
- FÜGEDI U., JORDÁN Gy., 2009: Kadmiumszenyezés érces meddőhányók alatt. A regionális kadmiumterhelés. — A kadmium környezetgeokémiája, Az MTA Geokémiai Kutatóintézet és az MTA Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottsága előadóiülése, Budapest, 2009. 05. 27.
- FÜGEDI U., JORDÁN Gy., 2009: Talaj és felszínközeli üledékek geokémiai adatbázisai a MÁFI-ban. — A talajtani és agrogeológiai adatbázisok összehangolása. A Magyarhoni Földtani Társulat és a Talajtani Társaság Talajfizikai Szakosztállyal közös rendezvénye, Budapest, 2009. 11. 25.
- FÜGEDI U., KUTI L., VATAI J. 2009: A felszíni, felszínközeli laza üledékek kadmiumtartalma Magyarország geokémiai nagytájain. A regionális kadmiumterhelés. — A kadmium környezetgeokémiája, Az MTA Geokémiai Kutatóintézet és az MTA Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottsága előadóiülése, Budapest, 2009. 05. 27.
- FÜGEDI U., KUTI L., VATAI J. 2009: Magyarország felszín közeli képződményeinek higanytartalma (integrált térkép). — A higany környezetgeokémiája: Az MTA X. Osztály Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottságának előadóiülése, Budapest, MTA Kutatóház, 2009. 11. 10.
- GÁL N. 2009: A Déli-Bakony–Zalai-medence vízkémiai állapotértékelése. — Déli-Bakony–Zalai-medence Regionális hidrogeológiai modell és felszín alatti áramlás szimuláció. Kehidakustány, 2009. 04. 21–22.
- GYALOG L. 2009: Az atlasz használatáról. — A Magyarország földtani atlasza országjáróknak c. kiadvány bemutatója. Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 2009. 06. 03., Előadás.
- GYALOG L. 2009: Magyarország földtani atlasza országjáróknak. — Magyar Térképbarátok Társulata, Budapest, 28/10/2009. Előadás.
- GYALOG L., MAROS Gy., BORSODY J., FÜRI J., ALBERT G., PALOTÁS K., MUSITZ B., GULÁCSI Z., HALÁSZ A. 2009: A bátaapáti vágatok földtani dokumentálása. — A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, Pécs, 2009. 09. 24–26.
- GYÖRE D., BARTHA, A., BERTALAN É., BALLÓK, M., KIRÁLY E., DINH NGUYEN VAN, HIEP NGUYEN THI, TUOI TRAN VAN, THANH VU MINH 2009: Study of precious metal-bearing rocks by inductively coupled plasma spectrometric methods. — 36. Colloquium Spectroscopicum Internationale (CSI), Budapest, Hungary, 30/08–03/09/2009. Poster.
- GYURICZA Gy. 2009: Környezetföldtani minősítési problémák. — A Magyarhoni Földtani Társulat Előadóiülése, Budapest, 2009. 05. 19.
- HAAS J., BUDAI T., PIROS O. 2009: Late Triassic platform, slope and basin deposits in the Pilis Hills, Transdanubian Range, Hungary. — „Új eredmények a szedimentológiában”. Az MTA Szedimentológiai Bizottság előadóiülése, 2009. 01. 16., Előadás és poszter.
- HABLY L., SELMECZI I. 2009: Új felső-oligocén ősnövénylelőhely Tatbányán. — 12. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron, 2009. 05. 28–30., Poszter.
- HÁLA J. 2009: Csáky Károlyról és új könyveiről. — Vámbéry Kávéház, Dunaszerdahely, 2009. 03. 26.
- HÁLA J. 2009: A Magyar Állami Földtani Intézet Tudománytörténeti Gyűjteménye. — „Kéziratok dicsérete”. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 09. 21.
- HÁLA J. 2009: Nopcsa Ferencről. — MTVI, Múlt-kor, 2009. 03. 22.
- HÁLA J. 2009: Noszky Jenő szakdolgozatáról. — Száz éve született ifj. Noszky Jenő. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 05. 11.
- HÁLA J. 2009: A pálinka, mint a néprajzi gyűjtés segédeszköze. — A Magyar Pálinka Egyesület 11. évi közgyűlése. Eperjessy Ernő 80. születésnapja alkalmából, Magyar Vár Tábor, Pomáz, 2009. 10. 03.
- HÁLA J., PAPP P. 2009: Az agyagpala bányászata és felhasználása Magyarországon. — „Európa fekete aranya, a pala” nemzetközi konferencia, Máriavölgy, Szlovákia, 2009. 09. 11.
- HERNANDEZ-SILVA, G., SCHAREK P. 2009: Mercury in soils, sediments, tailings and different land uses at South of the Sierra Gorda de Querétaro, México. — Mercurio: El hombre y la naturaleza al sur de la Sierra Gorda Querétaro, México – workshop, 30/04/2009.
- HERNÁNDEZ-SILVA G., SCHAREK P., BARTHA A., SOLORIO-MUNGUÍA G., HERRERA-MUÑOZ A., MEJÍA-PÉREZ E., VASSALLO-MORALES L., TULLNER T., SOLÍS-VALDEZ S., LUGO-DE LA FUENTE, J. 2009: Total Mercury Content in Pre-Hispanic Skeletons, Present Mining Workers, and Different Land Use at South of Sierra Gorda, Querétaro, Mexico. — 10th International Conference on the Biogeochemistry of Trace Elements, Chihuahua, Mexico, 13–18/07/2009.
- HORVÁTH É., JORDÁN Gy., FÜGEDI U., BARTHA A., KUTI L., HELTAI G., KALMÁR J., WALDMANN I., NAPRADEAN I., DAMIAN G. 2009: Risk assessment of heavy metals in abandoned mine lands. A case study in Romania. — International Conference „Contaminated Sites Bratislava 2009”, Bratislava, Slovak Republic, 15–17/06/2009.
- HORVÁTH É., JORDÁN Gy., FÜGEDI U., BARTHA A., BALLÓK M., KUTI L., HELTAI Gy., KALMÁR J., WALDMANN I., NAPRADEAN I., DAMIAN G. 2009: Nehézfém-szenyezések vizsgálata felhagyott bányaterületeken. erdélyi esettanulmány. — 8. Földtudományi Anket, Nagykanizsa, Hevesi Sándor Művelődési Központ, 2009. 11. 26.
- HORVÁTH É., JORDÁN Gy., FÜGEDI U., BARTHA A., KUTI L., HELTAI Gy., KALMÁR J., WALDMANN I., NAPRADEAN I., DAMIAN G. 2009: Risk assessment of Heavy Metals in Abandoned Mine Lands as Significant Contamination Problem in Romania. — EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19–24/04/2009.
- HORVÁTH É., JORDÁN Gy., FÜGEDI U., BARTHA A., BALLÓK M., KUTI L., HELTAI G., KALMÁR J., VALDMAN I., NAPRADEAN I. and DAMIAN G. 2009: Risk assessment of heavy metals in abandoned mine lands as significant contamination problem in Romania. — 36. Colloquium Spectroscopicum Internationale (CSI), Budapest, Hungary, 30/08–03/09/2009
- HORVÁTH I. 2009: Természetes eredetű higany a felszínalatti vizekben. — A higany környezetgeokémiája: Az MTA X. Osztály Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottságának Környezetgeokémiai Albizottságának előadóiülése, Budapest, MTA Kutatóház, 2009. 10. 11.
- JÁMBOR Á. 2009: Az ember. — Száz éve született ifj. Noszky Jenő. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 05. 11.
- JÁMBOR Á., GYALOG L. 2009: A földtani térképezés módszereinek 1795–1990 közötti fejlődése hazánkban. — A földtani térképezés 140 éve. Módszerek, térképek. Konferencia és térképkiállítás a

- Magyar Állami Földtani Intézet 140 éves fennállása alkalmából, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 2009. 11. 25.
- JOCHÁNÉ EDELENYI E. 2009: Termálvizeink. — *Geoturizmus Ankét. A Magyarhoni Földtani Társulat rendezvénye, Budapest, 2009. 10. 09.*
- JORDÁN GY., JOCHANE EDELENYI E., SCHAREK P. 2009: Spatial extention of digital terrain modelling: 3D digital geological model of the Pannonian Basin. — *HUNDEM Konferencia, Miskolc, 2009. 04. 24.*
- JORDÁN GY., VAN ROMPAEY A., SOMODY A., FÜGEDI U. 2009: Contamination transport modelling in a mining-impacted catchment. A case study for the Recsk Copper Mines, Hungary. — *Applied Environmental Geochemistry — Anthropogenic impact on the human environment in the SE Europe, Ljubljana, 6–9/10/2009.*
- JORDÁN GY., VAN ROMPAEY A., SOMODY A., FÜGEDI U., BATS M., FARSANG A. 2009: Spatial modelling of contamination in a catchment area impacted by mining: a case study for the Recsk Copper Mines, Hungary. — *International Conference "Contaminated Sites Bratislava 2009", Bratislava, Slovak Republic, 15–17/06/2009.*
- JUHÁSZ Á., KORDOS L. 2009: Időutazás Juhász Árpáddal és Kordos Lászlóval, I–VI. rész. — *Magyar Televízió (ismétlés), 2009. 06. 18–25.*
- KALMÁR J. 2009: A bányászat hatása a környezetre. Múlt, jelen és (a várható) jövő. — *Előadás a Gödöllői Szent István Egyetemen.*
- KERCSMÁR ZS. 2009: „A Vértes hegység földtana” c. MÁFI kiadvány bemutatása. — *EMT, 11. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Máramarosziget, Románia, 2009. 04. 2–5., Előadás.*
- KERCSMÁR ZS. 2009: Középső-eocén korallzóna rekonstrukciója a Vértes-hegység É-i részén. — *MTA X. Szedimentológiai Bizottságának előadói ülése, 2009. 01. 16.*
- KERCSMÁR ZS., PÁLFALVY S., FODOR L., LESS GY., BUDAI T., KORDOS L. 2009: A Vértes hegység eocén képződményei. — *EMT, 11. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Máramarosziget, Románia, 2009. 04. 2–5., Előadás.*
- KERÉK B., KUTI L. 2009: Agrogeology in the Geological Institute of Hungary. — *Bridging the Centuries: 1909–2009, Budapest, MTA és MÁFI, 16–17/09/2009.*
- KERÉK B., KUTI L. 2009: Inkey Béla. — *Bridging the Centuries: 1909–2009, Budapest, MTA és MÁFI, 16–17/09/2009.*
- KERÉK B., KUTI L. 2009: Szabó József. — *Bridging the Centuries: 1909–2009, Budapest, MTA és MÁFI, 16–17/09/2009.*
- KERÉK B., FARKAS P., KUTI L., SZENTPÉTERY I. 2009: Geological aspects of erosion vulnerability. — *International Conference on Land and Water Degradation. Processes and Management, Magdeburg, Germany, 6–9/09/2009.*
- KERÉK B., FÜGEDI U., KUTI L., VATAI J. 2009: Spatio-temporal changes of the nitrate-ion concentration in the groundwater. — *8. Földtudományi Ankét, Nagykanizsa, Hevesi Sándor Művelődési Központ, 2009. 11. 16., Poszter.*
- KERÉK B., FÜGEDI U., KUTI L., VATAI J. 2009: Spatio-temporal changes of the nitrate-ion concentration in the groundwater. — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19–24/04/2009.*
- KIRÁLY, E. 2009: Magmatic Evolution of Mórággy Granite. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEg) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 12–14/05/2009. Előadás.*
- KIRÁLY, E., GULÁCSI, Z. 2009: A Mórággyi Gránit magmás fejlődéstörténete makroszkópos, mikroszkópos vizsgálatok, ásvány- és geokémiai elemzések alapján. — *A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, Pécs, 2009. 09. 24–26., Előadás.*
- KNAUER J. 2009: Noszky és a Harsányi-hegy ásványai. — *Száz éve született ifj. Noszky Jenő. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 05. 11.,*
- KÓNYA, P., SZAKÁLL, S., BIGI, S. 2009: New cavity-filling zeolites from the basalts of the Bakony – Balaton Highland Volcanic Field (western Hungary). — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009.*
- KORDOS L. 2009: 140 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. — *Miskolci Televízió, 2009. 05. 05.*
- KORDOS L. 2009: A 2008. évi rudabányai őslénytani ásatások eredményei. — *12. Rudabányai Múzeumi Nap, 2009. 10. 20.*
- KORDOS L. 2009: Beremendről Kozármislényig. — *Pécs, Múzeum, 2009. 05. 26.*
- KORDOS L. 2009: A budavári barlangpincék. — *RC Budapest-Budavár, 2009. 04. 11.*
- KORDOS L. 2009: Bükkábrány (film). — *Magyar Televízió, 2009. 05. 09.*
- KORDOS L. 2009: Darwin év. — *Corvinus Rádió, 2009. 02. 27.*
- KORDOS L. 2009: A Darwin évfordulóról. — *Klub Rádió, Mélykúti Ilona riportja, 2009. 02. 12.*
- KORDOS L. 2009: A Darwin évfordulókról. — *Magyar Rádió, Elek L. riportja, 2009. 03. 24.*
- KORDOS L. 2009: Duna ismerettár. — *Duna TV, 2009. 06. 09.*
- KORDOS L. 2009: Az emberré válás. — *Darwin emlékülés, Győr, Jedlik Ányos Bencés Gimnázium, 2009. 03. 07.*
- KORDOS L. 2009: Az emberré válásról. — *Darwin évfordulóján. MTA Geonómiai Tudományos Bizottság, 2009. 03. 18.*
- KORDOS L. 2009: Az emberré válásról. — *ELTE Geológus Öregdiákok Találkozója, 2009. 06. 06.*
- KORDOS L. 2009: Esti beszélgetés a tudományról. — *Magyar Rádió, Elek L. műsora, 2009. 02. 03.*
- KORDOS L. 2009: Az evolúcióról. — *Magyar Rádió, Elek L. riportja, 2009. 03. 31.*
- KORDOS L. 2009: Föld Éve. Élet és Tudomány díjátadás. — *Duna TV, 2009. 03. 16.*
- KORDOS L. 2009: Impacts of the 1908 events on soil and geological surveys. — *Nemzetközi Agrogeológiai Konferencia, MTA, Budapest, 2009. 09. 16.*
- KORDOS L. 2009: Kabaré matiné. — *Magyar Rádió, Rékai Gábor 90 perces műsora, 2009. 02. 01.*
- KORDOS L. 2009: Kadió Ottokár és kéziratai. — *„Kéziratok dicsérete”. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 09. 21.*
- KORDOS L. 2009: A klímaváltozásról. — *Mathias Corvinus Kollégium, Budapest, 2009. 10. 17.*
- KORDOS L. 2009: Környezetváltozás a múltban és a jelenben. — *DAB, Darwin sorozat, Debrecen, 2009. 03. 12.*
- KORDOS L. 2009: Környezetváltozás és emberré válás. — *MTA X. Osztályelőadói ülése, 2009. 05. 06.*
- KORDOS L. 2009: Magyarország földtani atlaszáról. — *Magyar Rádió, Elek L. riportja, 2009. 03. 06.*
- KORDOS L. 2009: A messeli Adapis leletről. — *Magyar Rádió, Elek L. riportja, 2009. 05. 17.*
- KORDOS L. 2009: Nopcsa Ferencről. — *Magyar Televízió, „Múltkor”, 2009. 03. 17.*
- KORDOS L. 2009: Noszky Jenő, a Földtani Intézet igazgatója. — *Száz éve született ifj. Noszky Jenő. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 05. 11.*
- KORDOS L. 2009: Őslénytani kiállítás megnyitó. — *Bakonyi Természet-tudományi Múzeum, Zirc, 2009. 10. 31.*
- KORDOS L. 2009: A pleisztocén a miocénben kezdődött. — *„Száz éves a jégkorszak”, Pécs, 2009. 10. 01.*
- KORDOS L. 2009: Rudabánya és az emberré válás. — *National Geographic Magyarország Klub, 2009. 09. 17.*
- KORDOS L. 2009: A rudabányai ásatás új eredményei. — *Kossuth Rádió, Mindennapi Tudomány, 10/08/2009. Klub Rádió, 10/08/2009. MTV Híradó, 11/08/2009. RTL TV, 11/08/2009. TV2, 11/08/2009. Miskolci TV, 11/08/2009. Kazincbarcikai TV, 11/08/2009. Szent István Rádió, 11/08/2009. Lánchíd Rádió, 13/08/2009. Klub Rádió, 17/08/2009. Magyar Rádió, 18/08/2009.*
- KORDOS L. 2009: Rudabányai ősmajmok és kortársaik. — *Kocs, Faluház, kiállítás és előadás, 2009. 01. 24.*
- KORDOS L. 2009: A rudabányai ősmajom leletek az emberré válás tükrében. — *Göncöl Alapítvány, Vác, 2009. 10. 27.*

- KORDOS L. 2009: A Természet Világa „Geológia” különszámának sajtóbemutatója. — *Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest, 2009. 01. 28.*
- KORDOS L. 2009: A Természet Világa „Geológia” különszámáról és a rudabányai cikkről. — *Magyar Rádió, Mindennapi Tudomány. Elek L. riportja, 2009. 01. 28.*
- KORDOS L. 2009: A vértesszőlősi rongálásról. — *Klub Rádió, 2009. 10. 02.*
- KORDOS L. 2009: A vértesszőlősi rongálásról. — *Magyar Rádió, 2009. 02. 09.*
- KORDOS L. 2009: Villány. — *Duna TV, Szabados Tamás műsora (ismétlés), 2009. 08. 18.*
- KORDOS L. 2009: Visszaemlékezés a rudabányai őslénytani kutatások legutóbbi évtizedeire és e négy évtized eredményeinek vázlatos áttekintése. — *Negyven éve „született meg” Rudi. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztály rendezvénye, Budapest, 2009. 10. 19.*
- KORDOS L. 2009: „Záróra”. — *Magyar Televízió (ismétlés), 2009. 06. 10.*
- KORDOS L., STAAR GY. 2009: 140 éves a Magyar Állami Földtani Intézet és a Természet Világa folyóirat. — *Bányászat–geológia–turizmus konferencia, Miskolc, Lillafüred, 2009. 05. 05.*
- KORODY G., JORDÁN GY. 2009: Digital terrain modelling of paleo-surfaces: 3D model of the Bataapati area, nuclear waste repository site. — *HUNDEM Konferencia, Miskolc, 2009. 04. 24.*
- KOROKNAI B. 2009: Fruska Gora. — *Évzáró klubnap, Vetített képek élménybeszámoló a Szakosztály 2009. évi terepbejárásairól. A Magyarhoni Földtani Társulat, Általános Földtani Szakosztály és a Budapesti Területi szervezet közös rendezvénye, Budapest, 2009. 12. 17.*
- KOROKNAI B., GERDES, A., KIRÁLY, E., MAROS, GY. 2009: A Mórággyi Gránit kora: új LA-ICP-MS U-Pb izotóp adatok. — *A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, Pécs, 2009. 09. 24–26.*
- KOROKNAI B., GERDES A., KIRÁLY E., MAROS GY. 2009: Emplacement and origin of the Mórággyi Granite (Mecsek Mountains, South Hungary): new LA-SF-ICP-MS U-Pb and Lu-Hf isotope constraints. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEg) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS)/HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 14/05/2009*
- KOVÁCS, I., HIDAS, K., KÓTHAY, K., KÓNYA, P., SZABÓ, Cs., BODOR, B. 2009: Guide to the Bakony-Balaton Volcanic Highland, Field Trip 1. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009.*
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., MUSKE, J., FÖLDVÁRI, M., KÓNYA, P., KÁKAY SZABÓ, O., HOMONNAY, Z., KUBUKI, S., RÉVAY, Zs. 2009: Re-examination of „monsmedite” from the type locality Baia Sprie, Baia Mare district (Romania) — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009.*
- KUTI L. 2009: 2008 értékelése a talajvíz szempontjából. — *OMSZ.*
- KUTI L. 2009. Kútadatok, vizes szakvélemények. — *Száz éve született ifj. Noszky Jenő. A Magyarhoni Földtani Társulat Tudománytörténeti Szakosztályának rendezvénye, 2009. 05. 11.*
- KUTI L., KERÉK B. 2009: A szárazodás hatása a talaj-alapközet-talajvíz rendszerre a Duna-Tisza közén. — *Az aszály és szárazodás Magyarországon című konferencia, Kecskemét, 2009. 10. 07.*
- KUTI L., VATAI J., SZENTPÉTERY I. 2009: Geológia a helyes mezőgazdasági gyakorlatért. — *„Európában — Tradíció és jövő”, Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet, 2009. 04. 22.*
- KUTI L., FÜGEDI U., KERÉK B., VATAI J. 2009: Research on salinization and natural desalinization by the “BFK” method developed for the analysis of the superficial formations on the Great Hungarian Plain. — *International Conference on Land and Water Degradation. Processes and Management, Magdeburg, Germany, 6–9/09/2009.*
- LESS, GY., BÁLDI-BEKE, M., BENEDEK, K., FODOR, L., FÖLDESSY, J., PÁLFALVI, S., ZELENKA, T. 2009: Age revision — and paleogeographic significance of the Recksk volcano (NE Hungary). — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEg) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009.*
- MAGYARI Á., G. CHIKÁN, L. KOLOSZÁR, I. MARSI, L. GALOVIC, A. GRIZELJ 2009: Late Pleistocene terrestrial sediments in the surroundings of Ilok (Croatia) and its possible correlation with South Transdanubian (Hungary) sediments. — In: MARKOVIC, S. B., ZÖLLER, L., SMALLEY, I. (ed.): *International Conference on Loess Research: Loessfest '09. Abstract Book, Novi Sad, 08.31–09.03/2009.*
- MAGYARI, Á., MUSITZ, B., THAMÓ-BOZSÓ, E. 2009: Origin and timing of development of radial valley system on the northern part of the Transdanubian Hills (Somogy, Hungary). — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEg) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS)/HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009.*
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., DUDKO, A., FÖLDES, T., PÉCSKAY, Z. 2009: Brittle shear zones in the Mórággyi Granite (Mecsek Mountains, Hungary). — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEg) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS)/HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009.*
- MAROS GY., ANDRÁSSY L., ZILAHY L., FÖLDESSY J. 2009: Imageo magszkennő — LIPS adatgyűjtés Rudabányán. — *„Van új a nap alatt — Új felfedezések küszöbén Rudabánya”. A Magyarhoni Földtani Társulat Észak-magyarországi Területi Szervezetének rendezvénye, Rudabánya, 2009. 03. 06.*
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., DUDKO, A., FÖLDES, T., PÉCSKAY, Z. 2009: Töréshónak és szerkezetfejlődés a Mórággyi Gránitban. — *A Magyar Geofizikusok Egyesületének 32. vándorgyűlése. Geofizikai, földtani, bányászati, fluidumbányászati és környezetvédelmi vándorgyűlés és kiállítás, Pécs, 2009. 09. 24–26.*
- MÁRTON, E., HAAS, J., FODOR, L. 2009: Outline of the tectonic history of the Transdanubian Range between 150 and 50 Ma based on palaeomagnetic observations. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEg) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009.*
- MURÁTI, J., TÓTH, GY. 2009: Modeling interference effects of shallow geothermal doublets, water works and underground construction works, gravel alluvium, Budapest capital city, Hungary. — *2nd International FEFLOW User Conference, Potsdam, Germany, 14–18/09/2009.*
- NÁDOR A., TÓTH GY., SZŐCS T. 2009: Klímaváltozás és a felszínalatti vizek kapcsolata Magyarországon. — *Workshop a „Vízgazdálkodás aktuális kérdéseiről”, Budapest, KvVM, 2009. 07. 13.*
- NÁDOR A., SINHA, R., MAGYARI Á., TANDON, S.K., MEDZIHRADSKY Zs., BABINSZKI E., THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2009: Az utolsó 40 ezer év klímaváltozásainak nyomai a DK-alföldi folyóvízi rétegsorokban. — *Klímaváltozás a Kárpát-medencében: Mit üzen a múlt? PAGES 2009 (Past Global Changes) Konferencia, Budapest, MTA Kutatóház, 2009. 11. 18.*
- NOVÁK B. 2009: A Dél-alföldi felszín alatti vizek minőségi állapotának értékelése. — *Kari Tudományos Konferencia, Sopron, Nyugat-magyarországi Egyetem Erdőmérnöki Kar, 2009. 10. 12.*
- NOVÁK B. 2009: Felszín alatti víztestek állapotértékelése. — *Ifjú Szakemberek Ankétja, Budapest, 27–28/03/2009.*
- NOVÁK B. 2009: May cause environmental damage the diversion of the Danube in the Szigetköz area, Hungary? — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2009, Vienna, Austria, 19–24/04/2009.*
- NOVÁK B., SZŐCS T. (2009): Dél-alföldi felszín alatti víztestek minőségi állapotának értékelése. — *MHT XVI. Ifjúsági Napok, Baja, 2009. 9. 3–4., Előadás.*
- NOVÁK B., SZŐCS T. 2009: Felszín alatti víztestek állapotértékelése. — *Ifjú Szakemberek Ankétja, Keszthely, 2009. 03. 27–28., Előadások és kivonataik.*
- OROSZ L., VIKOR Zs. 2009: The environmental-geological database and

- the 1:200 000 Geological Atlas of Hungary created with ArcGIS 9.2. — 3. GISDATA Felhasználói konferencia, 27–28/05/2009.
- OROSZ L., NAGY SZ. 2009: Tömeges térképgyártás. A Vízyűjtő Gazdálkodási terv több ezer térképének készítése. — 13. ESRI Magyarország Felhasználói Konferencia, Budapest, ESRI Magyarország Kft., 08/10/2009. Előadás.
- PAPP P. 2009: A hegyek természetközeli látásmódja a középkori Európában — ahogy azt a Magyar Királyságban élő német bányászoknál L. F. Marsigli följegyezhetette. — *Az ICHS09-re benevezett tagjaink előadásainak előzetes magyar nyelvű bemutatói*, Budapest, 2009. 06. 08.
- PAPP P. 2009: Reformkori tudományos vitairatról. — *EMT, 11. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Máramarossziget, Románia*, 2009. 04. 2–5., Előadás.
- PAPP P. 2009: Újabb Marsigli-adatok, de megint nem a székely rovásírásról = new discovered original data from L. F. Marsigli (1658–1730), but not on the ancient alphabet of the sicules. — 11. Székelyföldi Geológustalálkozó. Bányai János Emlékkonferencia, Székelyudvarhely, 2009. 10. 22–25., Poszter.
- PAPP, P. 2009: Une "approche organique" des montagnes en Europe médiévale – sauvegardée par des mineurs allemandes en Hongrie et documentée par Marsigli. — *23rd International Congress of History of Science and Technology (ICHST)*, 26–31/07/2009.
- PAPP P. 2009: Volt-e felelet a „Felelet”-re. — *EMT, 11. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia, Máramarossziget, Románia*, 2009. 04. 2–5.
- PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P., SZEPESI J., MCINTOSH R. W., KÓNYA P., VINCZE L., GYULA G. 2009: Egy transzgresszív rendszer egységéhez kapcsolódó szarmata tufogén bentonittelep (Sajóbáony) geokémiai jellemzői, a vulkáni szedimentációs ráta változásainak kimutatása. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Tisztújító szakülése*, Budapest, 2009. 05. 11.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á. 2009: Karsztvízszintek változásai, egymásra hatás vizsgálat. — *Déli-Bakony–Zala-medence Regionális hidrogeológiai modell és felszín alatti áramlás szimuláció. Kehidakustány*, 2009. 04. 21–22.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., NAGY P., TURCZI G., HAVAS G., TULLNER T. 2009: Az e-Water projekt eredményeinek bemutatása. — *16. Konferencia a felszín alatti vizekről, Siófok*, 2009. 03. 25–26.
- SCHAREK P. 2009: 1:100 000-es digitális mérnökgeológiai térképek bemutatása. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Előadóülése*, Budapest, 2009. 05. 19.
- SCHAREK P. 2009: Adatok a higany elterjedésére és hatására az emberi környezetre a MÁFI mexikói Tét projektje alapján. — *MTA GKI előadó ülés*, 2009. 11. 10.
- SCHAREK P. 2009: A geológus szakma elismertsége az Európai Unióban. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Előadóülése*, Budapest, 2009. 06. 08.
- SCHAREK P. 2009: Mapping of total mercury content in soils and sediments in San Joaquín area, México. — *Mercurio: El hombre y la naturaleza al sur de la Sierra Gorda Querétaro, México – workshop*, 30/04/2009.
- SCHAREK P., DON GY., NOVÁK B., PENTELENYI A. 2009: A földtani monitoring eredményei a Szigetköz 2008. évi vizsgálata alapján. — A 2008. évi szigetközi kutatások eredményeinek bemutatása, *Konferencia, Budapest, MTA Jogtudományi Intézet*, 2009. 04. 17.
- SÍKHEGYI F. 2009: Zala és Somogy morfológiájának neotektonikai alapú értelmezése. — 8. *Földtudományi Ankét, Nagykanizsa*, 2009. 11. 26.
- SZEGŐ É., LANTOS M., BOHNNÉ HAVAS, M., SELMECZI I., NAGYMAROSY A. 2009: Kiszáradt badeni rétegsorok kapcsolata a Baden-Soos szelvényvel. — 12. *Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron*, 2009. 05. 28–30., Poszter.
- SZENDREI G., TÓTH T., KOVÁCS PÁLFFY P., SZAKÁLL S. 2009: Talajfelszíni sókivirágzások elterjedése hazánkban és meghatározó környezeti tényezői. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan - Geokémiai Szakosztályának rendezvénye*, Budapest, 2009. 01. 16.
- SZÓCS T. 2009: Felszín alatti vizek minősége (eredmények és feladatok). — *BME Vízi Közmű és Környezetmérnöki Tanszék, Budapest*, 2009. 02. 13.
- SZÓCS T. 2009: A felszín alatti víztestek minőségi állapotértékelése, intézkedési javaslatok. — *International Association of Hydrogeologists (IAH) Magyar Nemzeti Tagozat (MNT) 2. Vízföldtani Ankét, Budapest*, 08/12/2009.
- SZÓCS, T. 2009: Field measurements and groundwater sampling. Theory and practice. An innovative tool for the on-site and on-line measurement of macro parameters and trace metals in all water types. — *AquaSense (EUREKA) project meeting, Cyprus*, 4–8/05/2009.
- SZÓCS T. 2009: A karsztvizek minőségi állapota a Dunántúli-középhegység területén és Budapest környezetében, javasolt intézkedések — *Vízgyűjtő-gazdálkodási tervezés tematikus vitafórum. A Dunántúli-középhegységi és a kapcsolódó Budapest környéki hideg és termál karsztvizek kiemelt kérdései*, Budapest, 2009. 09. 12.
- SZÓCS T., DEÁK J. 2009: A felszín alatti víz minőségi állapota (Természetes ivóvíz-minőségi problémák, diffúz szennyezés és nitrát-érzékeny területek, egyéb szennyezőforrások, ivóvízbázisvédelem). — *Vízgyűjtő-gazdálkodási tervezés tematikus vitafórum. Szakmai egyeztetés az Alföld felszín alatti vizeiről, az állapotjavításukhoz tervezett intézkedésekről, Szolnok*, 2009. 08. 31.
- SZÓCS T., ZÖLDI I., DEÁK J., TÓTH GY., CSERNY T. 2009: Felszín alatti vizeink kémiai állapota. Vízyűjtő-gazdálkodási tervek készítése Magyarországon. — 16. *Konferencia a felszín alatti vizekről, Siófok*, 2009. 03. 25–26.
- SZÓCS, T., HORVÁTH, I., BARTHA, A., BERTALAN, É., TÓTH, GY., BALLÓK, M., BITSKEY, J., JUDÁK ANTUNOVITS, R. 2009: Arsenic in shallow groundwater in evaporation zones. — *8th IAHS Scientific Assembly — 37th IAH Congress, Hyderabad, India*, 06-12/09/2009.
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2009: Településgeológiai térképezés Budapest XI. kerületében. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Előadóülése, Budapest*, 2009. 05. 19.
- SZUROMINÉ KORECZ A., BOHNNÉ HAVAS M. 2009: Miocén mikrofauna (Foraminifera, Ostracoda, Pteropoda) a szíriai Al-Amal-1 fúrásból. — 12. *Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Sopron*, 2009. 05. 28–30., Poszter.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., BIRO, K. T. 2009: Optically stimulated luminescence dating of sediments on archaeological sites. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary*, 07-11/09/2009.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., CSILLAG, G., FODOR, L., MÜLLER, P.M., NAGY, A.: OSL age data to Quaternary landscape evolution in the forelands of Vértes Hills (Hungary). — A „12th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating (LED 2008)” Peking konferencián kiállított poszter bemutatása. — *MTA X. Osztály Szedimentológiai Albizottság előadóülése*, 2009. 01. 16.
- TÓTH GY., HORVÁTH I., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T. 2009: A Bábaapáti felszínalatti radioaktív hulladéktároló hidrogeológiai kutatásának eredményei. — *Magyar Tudományos Akadémia, Hidrológiai Tudományos Bizottság előadóülése*, Budapest, 2009. 04. 28.
- TURCZI G., HAVAS G., VATAI J. 2009: Web based geological support systems for environmental projects. — *GISDATA Felhasználói Konferencia, Opatija, Horvátország*, 10/06/2009.
- TURCZI G., VIKOR ZS., ANGYAL J., MAIGUT V. 2009: A paksi kis- és közepes radioaktivitású hulladék elhelyezését támogató földtani térképek. — 13. *ESRI Magyarország Felhasználói Konferencia, Budapest, ESRI Magyarország Kft.*, 2009. 10. 08., Előadás.
- UHRIN A. 2009: Üledékképződési ciklusok és kialakulásuk okai a Pannon-tó egyes részmedencéiben. — 157. *Rendes, Tisztújító Közgyűlés. A Magyarhoni Földtani Társulat, rendezvénye*, Budapest, 2009. 03. 20.
- UHRIN, A., MAGYAR, I., SZTANÓ, O., FODOR, L. 2009: Shelf–margin

- progradation in Lake Pannon as a tool for reconstructing Late Miocene tectonic evolution of the Pannonian Basin. — *7th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 14th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / HUNTEK 2009, Pécs, Hungary, 13–16/05/2009.*
- VATAI J., MÜLLER T., KUTI L. 2009: A sekélyfúrás adatbázis komplex hasznosíthatósága. — *A talajtani és agrogeológiai adatbázisok összehangolása. A Magyarhoni Földtani Társulat és a Talajtani Társaság Talajfizikai Szakosztállyal közös rendezvénye, Budapest, 2009. 11. 25.*
- VETŐ, I., FÖLDVÁRI, M., SAJGÓ, CS., THAMÓ-BOZSÓ, E., VARGA-BARNA, Zs. 2009: Association of H₂S – ankerite – late pyrite suggests active thermochemical sulphate reduction below 5 km in the Pannonian basin, SE-Hungary. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009.*
- VICZIÁN I. 2009: A jénai Ásványtani Társaság megalakulásának körülményei Teleki Domokoshoz írt levelek tükrében. — *Az ICHS09-re benevezett tagjaink előadásainak előzetes magyar nyelvűbemutatói, Budapest, 2009. 06. 08.*
- VICZIÁN I. 2009: Karbonátásványok stabilitási viszonyai vizes oldatokban. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan–Geokémiai Szakosztályának rendezvénye, Budapest, 2009. 01. 17.*
- VICZIÁN, I. 2009: Teaching environmental clay mineralogy – outlines of a university course. — *MinPet 2009 and 4th Mineral Sciences in the Carpathians (MSCC), Budapest, Hungary, 07–11/09/2009.*
- VICZIÁN I., FÖLDVÁRI M. 2009: Bidló Gábor agyagásványtani tevékenysége. — *Dr. Bidló Gábor emlékülés, születésének 85. évfordulója alkalmából. A Magyarhoni Földtani Társulat Agyagásványtani Szakosztályának rendezvénye, Budapest, 2009. 03. 24.*
- VÖRÖS A., BUDAI T., SZABÓ I. 2009: „Aranyszög” nélkül – a ladin emelet bázisa Felsőörsön. — *12. Magyar Őslénytani Vándor-gyűlés, Sopron, 2009. 05. 28–30.*

Scientific publications — Szakcikkek

Magmatic Evolution of the Mórógy Granite (SE Transdanubia, Hungary)

EDIT KIRÁLY

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14



Keywords: mafic microgranular enclaves, microcline megacryst, mingling, mixing, rheology

Abstract

The interpretation of the magmatic evolution of the Mórógy Granite (≈ 340 Ma)—as a part of the Tisza Unit—is based on fieldwork, and detailed petrographic, mineral, chemical and geochemical investigations carried out during the exploration for a low- and intermediate-level radioactive waste disposal site. Instead of the formerly postulated migmatitic origin, mixing and mingling is now the accepted genesis for the Mórógy Granite.

Monzogranite crystallised from a single felsic melt which occurred synchronously with the crystallisation of mafic microgranular enclaves from a mafic magma. At the beginning of this process the felsic and the mafic melts evolved separately. The mafic melt (with Newtonian liquid behaviour) intruded into the felsic magma around the time of its first rheological threshold. The cooler felsic melt re-crystallised the previously-formed minerals of the mafic melt; this produced a knotty appearance due to the contact effect. Afterwards the two melts evolved together; however, the connection between them was limited. The felsic melt already had a visco-plastic behaviour. Only partial homogenisation and mingling were taken into account. The mingling resulted in the creation of hybrid rocks.

Evidence of magma-mixing is only present in hybrid rocks. Plagioclase has an internal zone and is composed of labradorite, microcline (with a rapakivi-like texture), and amphibole (which has a more tschermakitic rim). Monzogranite and mafic enclaves demonstrate only mingling. Evidence demonstrating mingling is represented by the presence of xenocrysts (pyroxene, amphibole, biotite, plagioclase), microcline megacrysts, quartz pools, and biotite- and accessory-rich and coarse-grained leucocratic contact zones. During the late magmatic melt, magmatic and metamorphic fluids migrated on these contacts, and these served as main channels. The highest Ba content and strong alterations are associated with the late magmatic melt and fluids.

The mafic melt dispersed in the felsic magma and evolved in individual enclave magmas. Consequently, the distribution of their geochemical characters is more dispersed as well. Around the end of magma evolution, the cooling of the mafic melt slowed down and produced grain-size growth. The late magmatic felsic melt (Si, K, P, water) penetrated into the mafic melt and built crystals in there. Thin apatite needles and quartz pools developed, and poikilitic microcline was formed by K-overcompensation.

After the second rheological threshold of the felsic melt, synplutonic dykes developed along the early fractures. The almost solidified magmatic complex (crystallised from a felsic and a mafic melt) was cut during many phases, including leucocratic segregations, schlieren, and then leucocratic dykes. The magmatic history was followed by an upper greenschist (>350 – 400 °C) facies metamorphism with a strike direction of NE–SW, and then mylonitisation; the latter was restricted to narrow zones before folding.



Introduction and Geological Background

The Mórógy Granite, which has an age of around 340 Ma (KLÖTZLI et al. 2004, GERDES 2006), outcrops on a 19×7 km-large area and is elongated in a NE–SW direction on the SE Transdanubian section of the Tisza Unit. Tectonic contact with the Mecsekajka Zone confines the magmatic

body in the north to such an extent that it is possible for the southern contact to be under a large thickness of Cenozoic sediments. The original size and contacts of the granitoid complex are unknown. The nearness of the Mecsekajka Zone and the elongation of the Mórógy Granite in a NE–SW direction indicate the occurrence of an intrusion into the active stress field (MAROS et al. 2003). The exploration area

of low- and intermediate-level radioactive waste disposal lays on the NE part of the Mórággy Granite.

Various theories have been put forward relating to the magma genesis. The main supposition was magmatic crystallisation followed by metamorphism (JANTSKY 1953), although later the formation of the granitoid complex was believed to be of migmatitic-metasomatitic genesis (SZÁDECZKY-KARDOSS :1959, and CSALOGOVITS :1964). The development of K-feldspar megacrysts was explained in terms of metasomatism by BUDA (1985).

During the exploration for a low- and intermediate-level radioactive waste disposal site the idea of magma mixing was first mentioned by BUDA (1999). However, the high potassium content of the mafic enclaves was derived from lamprophyre (BUDA, DOBOSI 2004).

After the magmatic crystallisation the whole complex underwent metamorphism (KIRÁLY 2001). During further research at least two phases (flattening, shearing) of ductile deformation were distinguished by KOROKNAI (2003).

Since that time the magmatic evolution of the Mórággy Granite has been outlined in the light of new data obtained during the exploration and mining for radioactive waste disposal sites.

Descriptions of trenches, drill cores and inclines were carried out during the field observations (BALLA et al. 2009). Some thousands of thin sections of the chosen rock samples were studied by KIRÁLY et al. (2008). Some hundreds of electron microprobe analyses were carefully taken from rock-forming minerals and accessories in different textural positions (HORVÁTH, NAGY 2003, HORVÁTH, DOBOSI 2006, DOBOSI et al 2009); in addition, more than a hundred whole rock (main and trace element) analyses (KIRÁLY 2006) were carried out. Metamorphosis overprinting the magmatic evolution is not discussed in the present study but it is examined in detail in MAROS (2006) and KOROKNAI (2009).

Observations on the Field

The Mórággy Granite is divided into monzogranite and mafic microgranular enclaves (DIDIER, BARBARIN 1991). Because of the mixing and mingling of a felsic and a mafic melt, transitional types also occur: these are the so-called hybrid rocks (contaminated monzogranite and hybrid mafic rocks). The whole complex was cut by leucocratic dykes and it underwent metamorphosis.

The most widespread rock type is the **monzogranite** (Photo 1). It is a grey, medium- (1–3 mm) to coarse-grained (2–6 mm) rock, with some centimetres of pink or white microcline megacrysts, and it is characterised by a porphyritic subhedral granular texture. Monzogranite often contains mafic enclaves in various sizes and quantities. Its rock-forming minerals are plagioclase, microcline, quartz, biotite, and \pm amphibole. Plagioclase and microcline appear in two generations. The rate of deformation varies significantly from weakly-deformed samples to mylonites. Alteration is also changeable, from the fresh monzogranite to the starkly



Photo 1. Monzogranite (Interconnecting Passageway 3, 8.60 m from west)
The size of the largest microcline megacrysts is 4–5 cm

1. fénykép. Monzogránit (3. összekötő vágat nyugatról 8,60 m)
A fényképen látható legnagyobb mikroklin-megakristályok mérete 4–5 cm

fragmented monzogranite. Carbonate, chlorite, limonite and clay minerals are the main alteration products.

The contacts of the monzogranite with mafic enclaves have well-defined surfaces, with irregular shapes produced by plagioclase phenocrysts. In rare instances, mafic amoeboids lengthen to monzogranite. In some other cases strong alteration (chlorite, epidote, sericite and opaque minerals) occurs at the point of contact. Biotite-rich bands and coarse-grained leucocratic segregations also appear as interfaces. Biotite-rich bands enriched in accessories (allanite, zircon, titanite and apatite)—some millimetres thick in size—have developed at the sides of mafic enclaves. The amount of biotite increases at the expense of amphibole (and in its absolute value as well) at the point of contact with mafic enclaves (Photo 2). The leucocratic segregations consist of feldspars, quartz and large amphibole laths which, in some cases, are re-crystallised to fine-grained amphibole aggregates (Photo 3). The influence which the two rock types have on each other can also be followed further on from the contacts. Monzogranite nearby the larger mafic bodies is sometimes full with mafic enclaves wrapped by bands of microcline megacrysts in a 0.3–3 m-wide zone. Besides this, quartz pools and xenocrysts also get into the other melt.

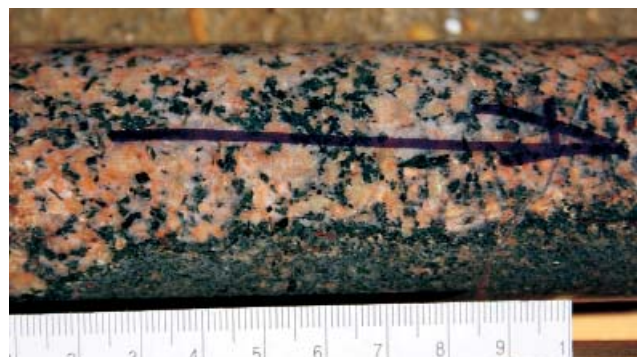


Photo 2. Contact zone between the monzogranite and mafic enclave with large and twinned amphibole laths and feldspars (Üh-26, 391.1 m)
2. fénykép. Nagyméretű ikres amfibolból és földpátból álló kontaktus a monzogránit és a mafikus közet határán (Üh-26, 391,1 m)



Photo 3. Contaminated monzogranite (BeR-4, 65.4 m)
The black sign on the core holder is 1 cm

3. fénykép. Kontaminált monzogránit (BeR-4, 65,4 m)
A közettartó deszkán egy beosztás 1 cm

The **contaminated monzogranite** (Photo 3) is dark-grey, greenish-grey and not as pink as the monzogranite. It is characterised by several centimetre-wide leucocratic and melanocratic bands and (albeit rarely) with microcline megacrysts. Its grain size is medium and its deformation varies from moderate to weak. Although this rock type is fresh, red-and-green colouring occurs along fractures due to chlorite, carbonate and clay minerals. Besides feldspars, quartz and biotite, the monzogranite contains amphibole as well. In some cases titanite can also be seen during field observations. The proportion of plagioclase is often higher than that of microcline, with respect to monzogranite. The transition between monzogranite and contaminated monzogranite can very rarely be discerned and there are no sharp contacts. It appears with a very tight thickness (<5 m) around large mafic bodies.

The other hybrid rock types are the **hybrid mafic rocks** (Photo 4). They can reach two kilometres in length. They are very dark-grey rocks—the more altered rocks are red-and-green—with a high amphibole content which has been penetrated by late magmatic, felsic melt-forming leucocratic segregations and enrichments in microcline megacrysts.



Photo 4. Hybrid mafic rock (Western Incline, 1369.6 m)
The width of the photo is 4 m

4. fénykép. Hibrid mafikus kőzet (Nyugati lejtősakna, 1369,6 m)
A kép szélessége 4 m

These leucocratic schlieren, patches, and clouds often have soft contacts. Their branching and diffuse presence in mafic enclaves supports their invasive character. The microcline and quartz of the leucocratic segregations infiltrate the mafic rocks. Clouds and veins enriched in microcline—and sometimes also in quartz—are elongated to the mafic bodies near the leucocratic schlieren. These minerals are strongly poikilitic and might contain more than 50% inclusions. The grain size of the leucocratic segregations is coarser than the grain size of mafic enclaves. Besides leucocratic minerals the leucocratic segregations contain xenocrysts (amphibole, biotite, titanite) of the mafic enclaves.

The contacts of the monzogranite and hybrid mafic rocks look like the contacts of the monzogranite and mafic enclaves.

Mafic microgranular enclaves are slightly elongated, most frequently in the direction of NE–SW (MAROS 2006l). The size of the enclaves varies from some centimetres to several hundred metres. These rocks are greenish-grey or dark-grey in colour and fine-, small- or medium-grained. Their most typical appearance is the spotty development containing amphibole aggregates with feldspar in the interstitial space (Photo 5). Mafic rocks influenced by the felsic melt include more biotite and feldspars, as well as plagioclase and phenocrysts. Their colours are lighter, or red-and-green in more altered cases (Photo 6). Their deformation is not as developed as in their immediate surroundings, and they are only weakly deformed or not deformed at all.

The orientation of small (<20 cm), black or greenish-grey, shred-like mafic enclaves with plagioclase phenocrysts (Photo 7) is more obtrusive than that of the other mafic enclaves, but this is a magmatic orientation without deformation.

The contacts of the very fine-grained enclaves to the monzogranite, to the hybrid rocks and to other mafic enclaves are sharp.

The most widespread **leucocratic dyke rocks** (Photo 8) are aplites (in some cases with pegmatitic lenses or bands), or coarse-grained quartz. Besides aplite, microgranite and



Photo 5. Mafic enclave with amphibole aggregates (Üh-27, 82.8 m)
5. fénykép. Amfibol-aggregátumos mafikus zárvány (Üh-27, 82,8 m)

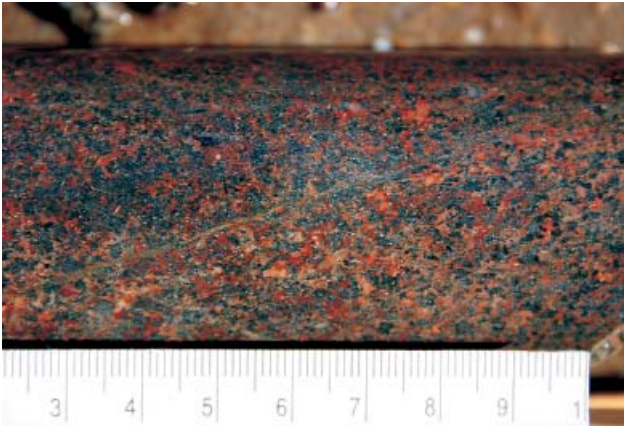


Photo 6. "Diluted" mafic enclave (Bkh-1, 40.10 m)
6. fénykép. „Felhígult” mafikus zárvány (Bkh-1, 40,10 m)

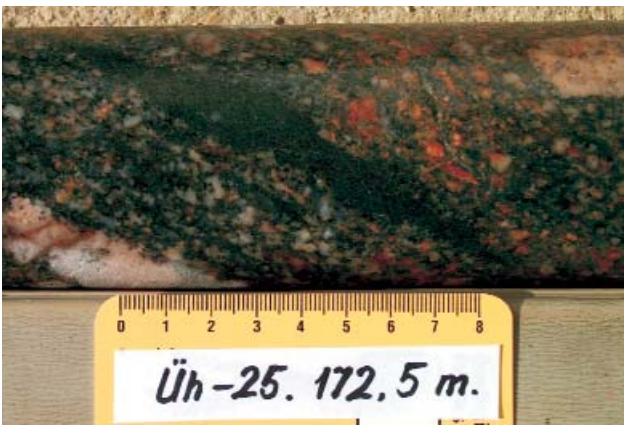


Photo 7. Very fine-grained mafic enclave (Üh-25, 172.5 m)
7. fénykép. Finomszemcsés mafikus zárvány porfirós monzogranitban (Üh-25, 172,5 m)



Photo 8. Aplite (Eastern Incline, 1459 m)
 The red interval on the metric gauge is 20 cm
8. fénykép. Aplit (Keleti lejtősakna, 1459 m)
 A mérőbot piros intervalluma 20 cm

leucocratic monzogranite also occur. The latter occurs both in dykes and in small bodies. Leucocratic dykes often cut into each other and they were probably formed throughout many phases. Leucocratic monzogranite is cut by aplite.

Aplite and microgranite are very fine-grained equigranular pink dyke rocks. They are constituted by feldspars, quartz, and a few biotites or chlorites. The content of biotite is higher in microgranite and therefore the slower rate of its deformation means it is better preserved. These rocks are more rigid than their environment and are very often strongly crushed. Individual pegmatoids are very rare and they rather occur inside the aplite or in its nest.

The leucocratic monzogranite (Photo 9) differs from the aplite or microgranite, respectively, due to its coarser grain size and unequigranular character. It also occurs in small magmatic bodies. It is characterised by moderately developed foliation and high quartz content. The amount of biotite, muscovite and chlorite is higher than in aplite or microgranite. Small dispersed flakes of biotite give the rock a dark colour.



Photo 9. Leucocratic monzogranite (Üh-27, 90.78 m)
9. fénykép. Leukokrata monzogranit (Üh-27, 90,78 m)

Contacts between leucocratic dyke rocks and monzogranite are well-defined and straight. In some dykes coarse-grained leucocratic zones are formed with grown-up feldspars at right angles to the dyke wall. Feldspar-rich bands sometimes occur as ghost images on the side of monzogranite.

Petrographical Studies

The composition of monzogranite changes from biotitic monzogranite through syenogranite to quartzdiorite. The composition of contaminated monzogranite is similar to that of the monzogranite; however, it is more inhomogeneous and the respective biotite and amphibole contents are higher. The proportion of the plagioclase and microcline is predominantly higher in contaminated monzogranite, so they occur as quartzdiorite, quartzmonzonite, granodiorite, and (rarely) monzogranite.

The dark part of the hybrid mafic rocks is similar to mafic microgranular enclaves, while the composition of leucocratic segregations varies over a wider spectrum. They

range from plagioclase-rich variations to veins enriched in microcline and quartz, where amphibole, titanite, and biotite are present as xenocrysts of the mafic rocks. The melt of leucocratic segregations infiltrates as patches or veins into the mafic rocks.

The mafic microgranular enclaves are monzonite, syenite and diorite (with or without quartz), and with a high

no microcline megacryst if a matrix microcline has formed to a large size.

Inhomogeneity of the distribution of microcline also exists on a greater scale, especially points of contact. Bands enriched in microcline are parallel to the contacts. At the contacts of monzogranite and mafic enclaves, monzogranite often consists of less microcline than mafic enclaves.

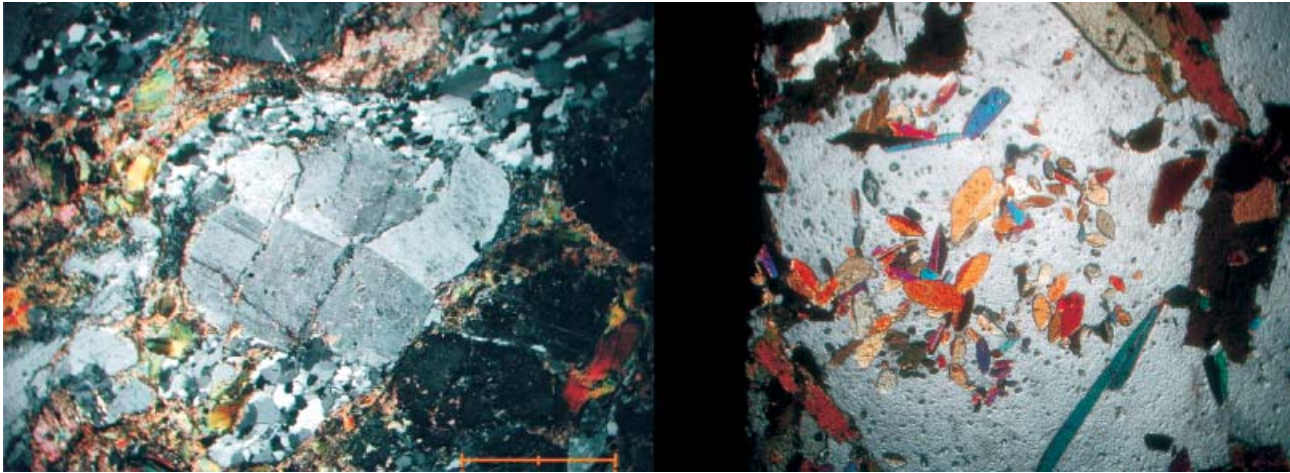


Photo 10. Poikilitic microcline in mafic enclaves (Üh-44, 214.9 m)

The long edges of each photo are 4.25 mm, obj. 4×, +N

10. fénykép. Poikilites mikroklin mafikus zárványban (Üh-44, 214,9 m)

A képek szélessége 4,25 mm, 4× obj, +N

proportion of biotite and amphibole, and in some cases diopside.

Some characteristics of rock-forming minerals in monzogranites contrast strikingly to those of hybrid rocks or mafic enclaves.

Phenocrysts of *plagioclase* in monzogranite display polysynthetic twinning and oscillatory zoning. A few larger biotite inclusions (rarely zircon or apatite) are involved in them. Plagioclase phenocrysts in hybrid rocks have zoning with many small drop-like biotite inclusions in their core. These zoned phenocrysts partly appear in the mafic enclaves as well. The equilibrium texture of plagioclase, amphibole, pyroxene and titanite confirms the early paragenesis in the mafic enclaves containing amphibole aggregates.

Microcline megacrysts in monzogranite contain inclusions dispersed or arranged in rings. Zoned megacrysts with an amoeboid-shaped overgrowth at the rim occur in hybrid rocks. Plagioclase inclusions with the same extinction are arranged in lines or in one or more rings in microcline, which demonstrates their rapakivi-like texture. The microcline infiltrates into the mafic parts of the hybrid mafic rocks from the leucocratic schlieren. Its size is the same as in leucocratic segregations—some millimetres to a centimetre—and it forms strongly-poikilitic invasive grains (Photo 10).

The distribution of microcline is very noticeably inhomogeneous in all rock types. Around the megacrysts the melt is depleted in potassium and consequently only a very few matrix microclines have been able to develop. There is

Quartz appears in bands, lenses and in interstitial spaces (depending on the rate of deformation) or as an inclusion in monzogranite; it constructs drop-like inclusions or fills the interstitial space among amphibole laths in the hybrid rocks. Quartz pools are formed in mafic enclaves (Photo 11).

The most widespread mafic mineral in monzogranite is *biotite*. It occurs as large (a few millimetres) tables, smaller aggregates with or without amphibole, inclusions in

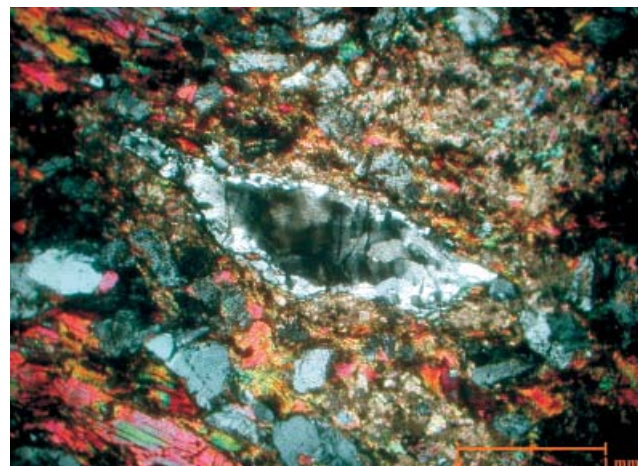


Photo 11. Quartz pool in mafic microgranular enclaves (Üh-29, 100.3 m)

obj. 4×, +N

11. fénykép. Kvarcmedence mafikus mikrogranuláris zárványban (Üh-29, 100,3 m)

4× obj, +N

feldspars, and as an alteration product of amphibole. If the amphibole content is higher, a thin biotite rim develops around the amphibole aggregate (Photo 12) as an effect of the felsic melt. Biotite appears together with amphibole not only in aggregates, but also in hybrid rocks with long, thin melanocratic bands. The well-developed large tables are rare in mafic enclaves, and are more frequent as slim and long tables (individually or as inclusions in microcline) which have formed in a chaotic magmatic orientation.

The biotite-rich bands at the contact point of monzogranite and mafic enclaves are composed of large biotite tables full with inclusions of accessories. Allanite and zircon, which characterise the monzogranite, are enriched in biotite bands. However the amount of titanite and apatite also demonstrates an increase.

The proportion of *amphibole* is less than a few percent in monzogranite. It occurs in two textural positions. The first appearance is as large, individual amphibole laths and the second one is as smaller grains (0.1–0.3 mm) which constrain the aggregates. The amphibole aggregates have

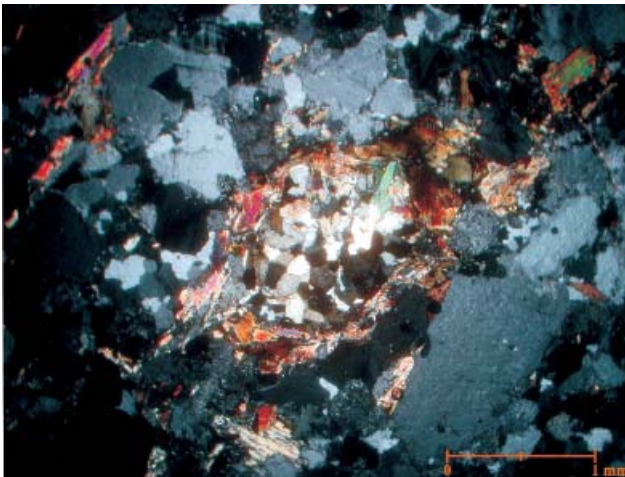


Photo 12. Amphibole aggregate enveloped by biotite in monzogranite (Üh-27, 202.3 m)
obj. 4×, +N

12. fénykép. Amfibolaggregátum biotitburokkal monzogránitban (Üh-27, 202,3 m)
4× obj. +N

often altered partly or totally to pseudomorphs of carbonate, chlorite and opaque minerals. The appearance of amphibole in laths became apparent in a part of the hybrid rocks while most of the mafic enclaves consist of aggregates of smaller grains which have re-crystallised after large amphibole laths. Re-crystallisation is caused by the heat of the felsic melt. Amphibole aggregates produce the knotty-like appearance of the rock.

Pyroxene only exists in hybrid and mafic rocks which are enriched in microcline. The microcline protects the pyroxene from uralitisation. There is no pyroxene in monzogranite. Two types of pyroxene have developed. Individual, stocky tables with drop-like inclusions of

opaque minerals (Photo 13) formed during the early phase of the mafic melt. It is in equilibrium with large titanite and plagioclase. It has been re-crystallised to aggregates—such as amphibole—due to the influence of the felsic melt.

The *accessories* in monzogranite are allanite, zircon, apatite and titanite. Hybrid rocks are characterised by zoned allanite, and at the contact points zircon, apatite and titanite are enriched. Titanite and apatite are present in leucocratic



Photo 13. Pyroxene tables with drop-like opaque inclusions (outcrop at benchmark, A01)

13. fénykép. Táblás piroxén csepp alakú opak ásvánnyal (Szintezési alappont, A01)

segregations. The mafic enclaves are characterised by large amounts of titanite and apatite. The titanite is in equilibrium with pyroxene, amphibole and plagioclase. The apatite has developed as slim needles dispersed in the enclaves; however, elongated or stocky prisms also occur at the edge of biotite and amphibole.

Mineral Chemistry

Evidence of magma mixing located in hybrid rocks is based on careful electron microprobe analyses of rock-forming minerals and accessories of all kinds of rocks types. An anorthite-rich internal zone was measured in the plagioclase phenocrysts of the hybrid rocks. It was found in zoned plagioclase tables and there were many small biotite inclusions in the cores of these tables. The composition of the core is andesine-oligoclase (25.2–35.3 An%) followed by an labradoritic internal zone (50.6–61.2 An%—Photo 14). The core with small biotite inclusions crystallised from the felsic melt; this was followed by labradoritic overgrowth which indicates the effect of mafic melt. The crystallisation of plagioclase is finished by an oligoclase-andesine rim (29.5–36.0 An%). The proportion of K-feldspar is only 1.0–1.1% in the core and the rim, while there is no potassium in the internal zone.

There is no internal labradoritic zone in the plagioclase of monzogranite. The highest anorthite content (48.1 An%)

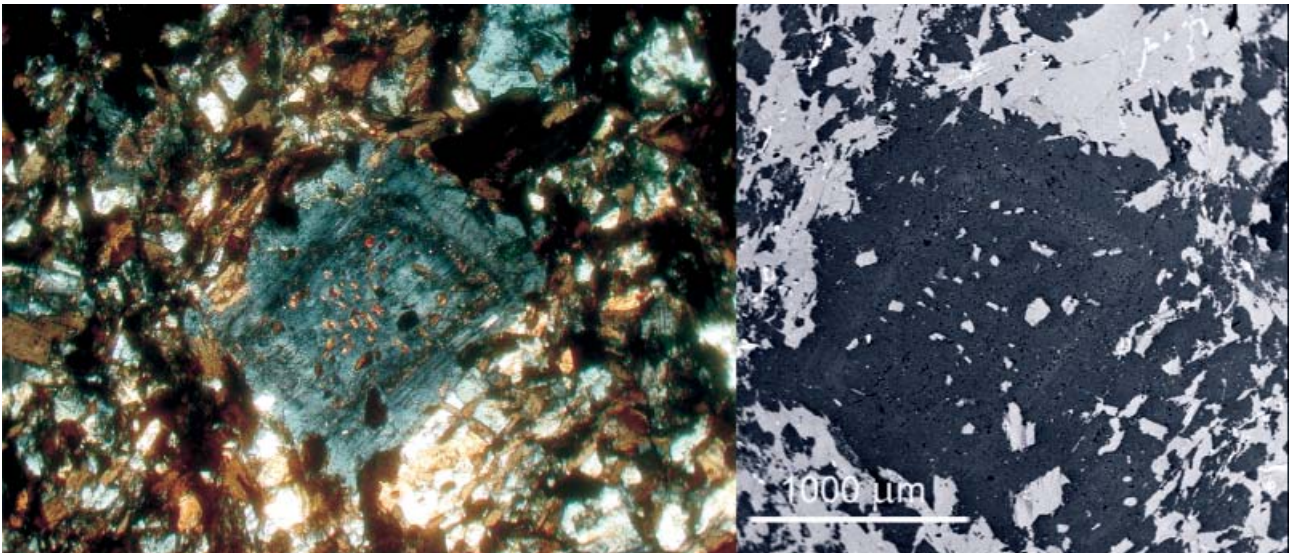


Photo 14. Zoned plagioclase under microscope and on a back-scattered image

The width of the petrographic photo is 4.25 mm, obj. 4×, +N

14. fénykép. Zónás plagioklász mikroszkópi és visszszórt elektronképe (Üh-43, 65,24 m)

A vékonycsiszolatos kép szélessége 4,25 mm, 4× obj., +N

was measured from an inclusion of plagioclase in microcline megacryst and from a core of a plagioclase phenocryst. Plagioclase, which crystallised in the early stage of the felsic magma, indicates a slightly more felsic melt than the melt from which the hybrid rocks crystallised. Plagioclase compositions from mafic rocks (average 30.7 An%) are not characteristically different from those of monzogranite (average 23.9 An%). The most basic plagioclase composition in mafic rocks is 50.6 An%.

Zoned microcline megacrysts of mafic enclaves (analysed by electron microprobe) suggest magmatic crystallisation from the melt. The K-feldspar component

varies between 89.4 and 94.5 Or% while the albite component changes from 4 to 11%. The An content is less than 2.5%; however, two weakly developed zones with an anorthite component were also analysed. The BaO content of the Ba-rich internal zones is 1.86–3.25% while the Ba-poor zones consist of 1.42% of BaO or rather less than 1%. The so-called shell structure of the Ba-rich zones (Photo 15) confirms the formation of the microcline from the melt, but a more complex history of mixing can be also suggested (VERNON, personal communication).

In contrast to the mixing, normal weak magmatic zoning is developed in microcline megacrysts in monzogranite. The

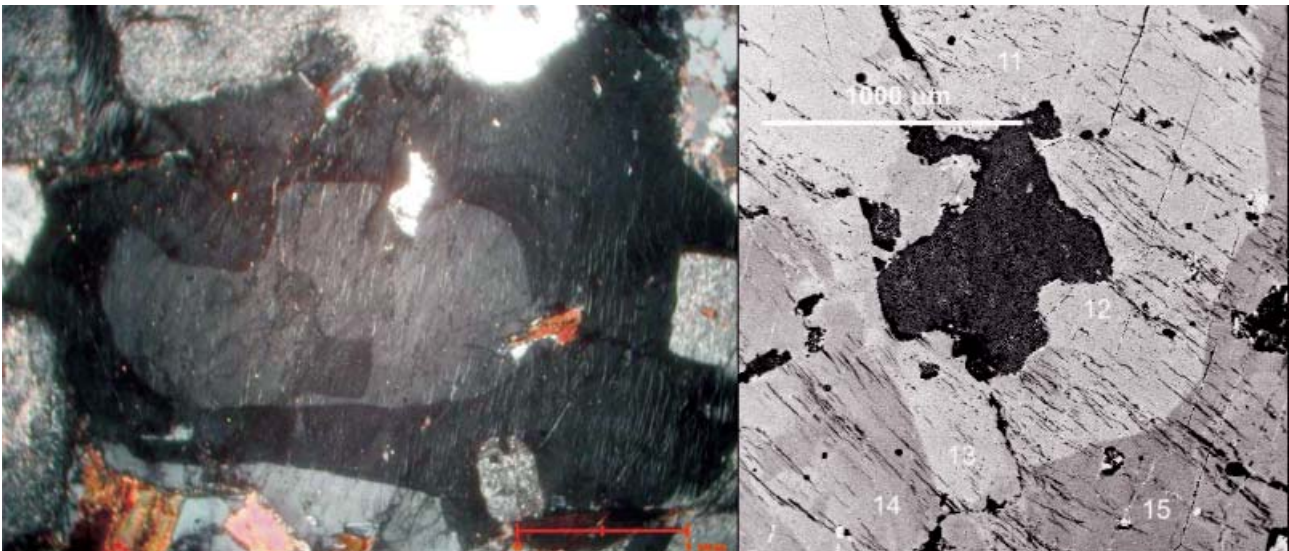


Photo 15. Zoned K-feldspar under microscope and on a back-scattered image

Lighter zone with spots 11–13 is enriched in Ba on the back-scattered image, obj. 4×, +N

15. fénykép. Zónás káliföldpát mikroszkópi és visszszórt elektronképe

A visszszórt elektronképen a világosabb, 11–13 mérési ponttal jelzett belső zóna a Ba-gazdagabb, 4× obj., +N

core contains both albite and anorthite components while the rim is clearer (1.6–4.5 Ab%).

Reverse zoning, as evidence of mixing, cannot be detected in any of the mafic minerals of the rock types. The mg values of biotite are 0.47–0.77, the Al content in the octahedral site is 0.02–0.76, while the Al content in the tetrahedral site is 1.9–2.56 pfu. The maximum variability in the TiO₂ content (0.65–4.55%) took place during the metamorphic overprint.

The changeable compositions of the inclusions of biotite in both feldspars (plagioclase and microcline) reveal variable pT conditions due to the long-lasting and parallel crystallisation of both feldspars and biotite.

The biotite of the monzogranite is homogeneous, without any well-developed zoning. Only weak to normal magmatic zoning can be observed. The mg values of biotite in monzogranite vary from 0.47 to 0.6, while its TiO₂ content is between 1.48 and 3.84%. The mg values of biotite in mafic enclaves indicate a slight shift towards the higher values (0.5–0.77) while its TiO₂ content is lower (1.33–2.37%).

The biotite in very fine-grained enclaves has a high TiO₂ content (1.4–3.3%). This suggests a magmatic origin in conjunction with the non-deformed but oriented texture.

BaO (≈0.85%) appears in biotite at the points of contact.

The *amphibole* is actinolite and “actinolitic hornblende”

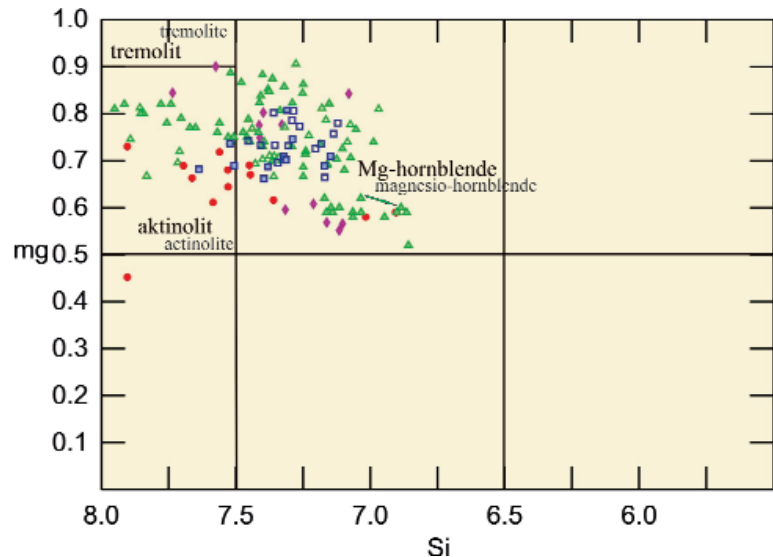


Figure 1. Compositions of amphibole in the Mórógyi Granite (LEAKE et al. 1997)

Red = monzogranite, green = mafic enclaves, blue = mylonites and strongly deformed rocks, purple = leucocratic segregations; green arrow = change from core to mantle from hybrid rocks

1. ábra. Amphibol-összetételek a Mórógyi Gránitban (LEAKE et al. 1997)

Piros = monzogránit, zöld = mafikus kőzetek, kék = milonitok és erősen deformált kőzetek, lila = leukokrata slirek, szegregációk; zöld nyíl = egy szemcsén belüli mag-perem változás hibrid kőzetből

(LEAKE et al. 1978) in monzogranite, while magnesio-hornblende is present in the mafic enclaves (Figure 1). The tschermakitic component is low in amphibole. Normal magmatic zoning indicates that there was no mixing during the formation of the amphibole.

There was only one case where the plagioclase revealed the labradoritic internal zone in the hybrid rocks: this was where the rim of the amphibole becomes slightly more

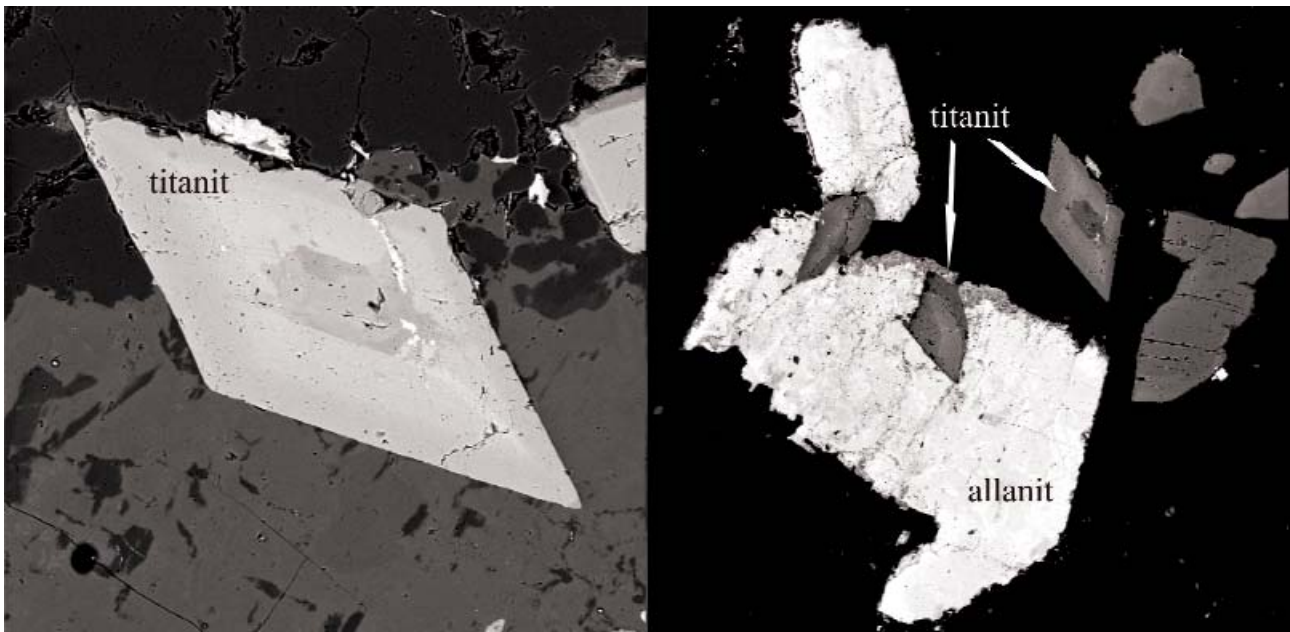


Photo 16. Zoning allanite and titanite in leucocratic segregations (Üh-27, 173.5 m)

Back-scattered images: the base of the image on the left is 0.3 mm; on the right it is 1.2 mm

16. fénykép. Zónás allanit és titanit leukokrata slírből (Üh-27, 173,5 m)

A bal oldali visszaszórt elektronkép szélessége 0,3 mm, a jobb oldali kép szélessége 1,2 mm

tschermakitic. The rim is enriched in Al^{tot} (1.18–1.34), in contrast to its Si content (Si^{core} : 7.11–7.17 and Si^{rim} : 6.8–7.0), which decreases towards the rim. This change might have been brought about by the mafic melt. Consequently, at around the time of the end of the formation of the amphibole, the mafic melt was intruded and more tschermakitic components on the rim of amphibole grains developed from the melt (which was enriched with mafic components).

The accessories of leucocratic segregations exhibit complex zoning. Using electron microprobe analyses (Photo 16), three zones could be distinguished in titanite. The respective distributions of rare earth elements are distinct in each zone. The internal zone consists of less Ti and more La, Ce, and Nd than the core and rim. The content of light REEs is low in the core and the rim. The REE (La, Ce, Nd) content of allanite is still less in the core; however, it increases towards the rim and this corresponds to the normal magmatic formation. The composition of titanite enclosed in allanite is very similar to that of the core and internal zone of the individual titanite (Photo 16). This textural position and composition change support the evolution history, in which the early crystallisation of the titanite from the mafic melt was followed by the intrusion of the mafic melt into the felsic magma (where allanite was formed). The development of allanite caused a decrease in the REE content of the rim of titanite.

Geochemistry

The database of 223 main, and 147 trace elements analyses of the Mórággy Granite provided the base for geochemical modelling (KIRÁLY 2006).

Mixing is a long symbiosis in the melt phase and thus the main and trace element analyses of monzogranite and mafic enclaves are not separated from each other; consequently, only fine diversities and differences in trends can be observed (DEBON 1991).

Monzogranite is typified by a slightly asymmetrical and peaked distribution, while mafic enclaves present more flattened distributions and higher average values (TiO_2 , FeO^{tot} , MnO , MgO , CaO , K_2O , P_2O_5) on histograms showing the main element oxides (Figure 2). Distributions of elements (for example Mg, Ca, Fe, Ti) built in mafic minerals, both in monzogranite or in mafic enclaves, are clearly divided and characterised by individual peaks and average values. This outlines that at an early stage there was a distinct evolution in monzogranite and in mafic enclaves.

Histograms of Ba and Cs (Figure 3) record late- or post-magmatic processes in both rock types. The frequencies of these two elements are characterised by a double modulus in mafic enclaves, and by an asymmetrical shoulder drawn towards higher values in monzogranite. Ba is enriched in mafic enclaves (1054.9 ppm in monzogranite; 1762.66 ppm in mafic enclaves); the highest values also occur in the enclaves.

The main and trace element analyses of mafic enclaves are more dispersed than those of the monzogranite; this is in agreement with the macroscopic and microscopic observations. In some cases a few groups or trends can be distinguished within the mafic enclaves. Analyses of Al_2O_3 , MgO , TiO_2 or P_2O_5 plotted on Harker and Fenner diagrams fit to different trends in the respective cases of monzogranite and the mafic enclaves (Figure 4).

Distributions of elements (Na_2O , K_2O) built in late magmatic minerals (microcline, acid plagioclase) are scattered. They do not correspond to trends. The mafic and felsic melts are meanwhile in interaction and they tended towards the chemical equilibrium; however overcompensation also played a role (K-overcompensation—DEBON 1991).

Mixing and Mingling

The felsic and mafic melts which evolved to become the Mórággy Granite were initially formed separately. The distinct frequencies of elements built into mafic minerals (Mg, Ca, Fe) in monzogranite (and in mafic enclaves) support the supposition that the development of felsic and mafic melts occurred separately.

The monzogranite with an age of 340 Ma (KLÖTZLI et al. 2004, GERDES 2006) crystallised from a single magma. Its geochemical character can be matched with a definite trend. The diverse appearance of monzogranite arose from magma mixing, mingling and metamorphic overprint.

At the early stage of the felsic melt, zircon, stocky apatite, biotite, plagioclase and microcline developed. Before the formation of biotite, amphibole might, albeit rarely, also have developed from the felsic melt. The amphibole rim enriched with a tschermakitic component in hybrid rocks signifies the formation of an amphibole core from the felsic melt. As a result of mafic melt further development of the tschermakitic rim took place. The initial plagioclase which formed in monzogranite demonstrates a slightly more felsic environment than that of the hybrid and mafic rocks. This indicates that separate crystallisation occurred at the beginning. Biotite was formed both from monzogranite and from mafic enclaves under similar conditions. The biotite in mafic enclaves is enriched in Mg and depleted in Ti.

There is no inverse zoning or internal mafic zone in magmatic amphibole, biotite and plagioclase of monzogranite which would suggest the presence of mafic melt. Thus the mafic melt had no effect on the minerals which developed from the felsic melt.

If two Newtonian liquids are mixed, the result is complete homogenisation. In the case of melts with viscoplastic behaviour, the mixing or homogenisation is very restricted and mingling plays the main role. After the first rheological threshold of the felsic melt (more than 30% of melt is already crystallised), the melt becomes viscoplastic liquid and it is no longer Newtonian (Figure 5). There is no more mixing of the felsic and mafic melts.

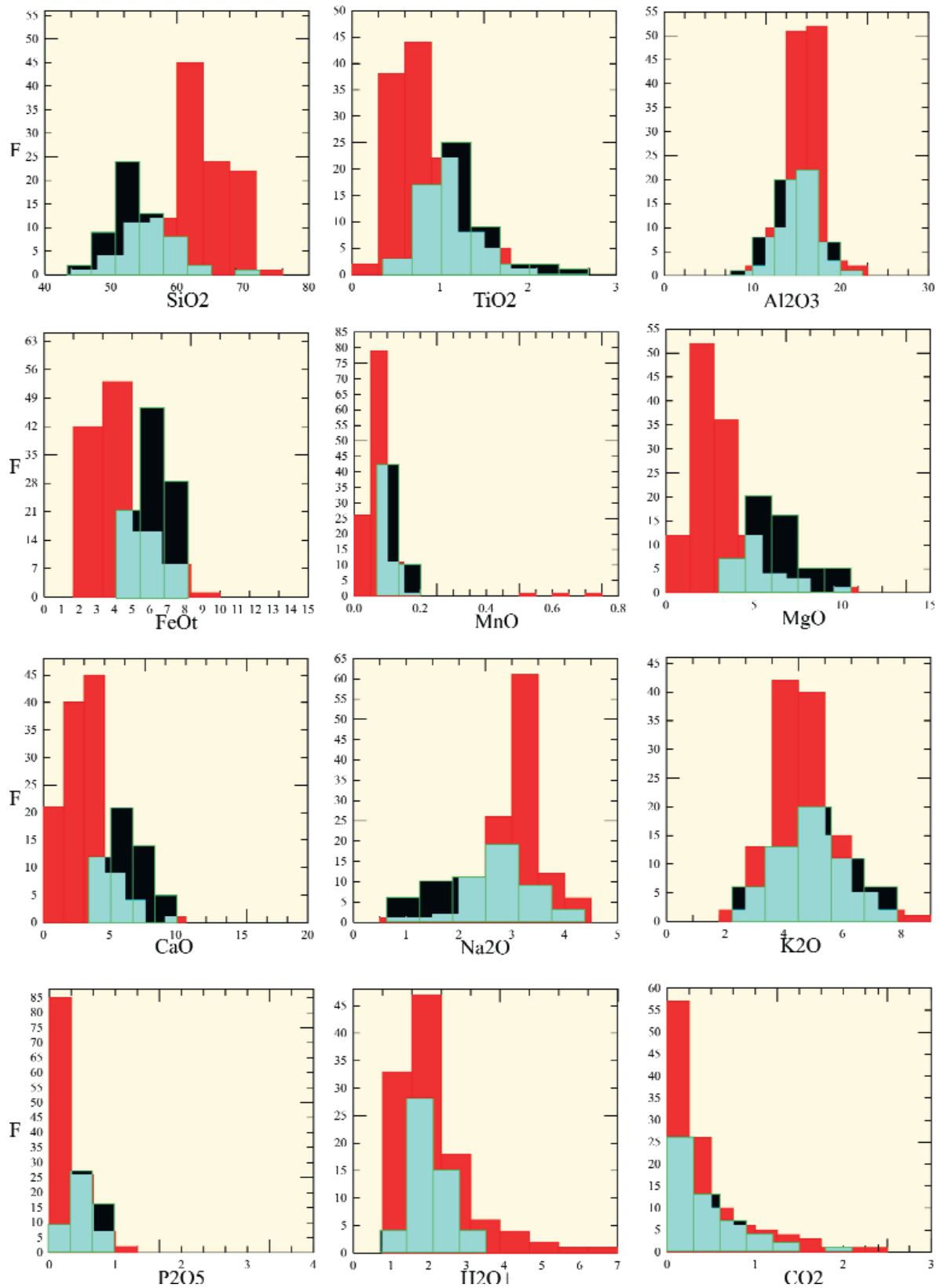


Figure 2. Histograms of the main elements

Red = monzogranite, black = mafic rocks, turquoise = cut of the histograms of monzogranite and mafic rocks

2. ábra. Főelemek hisztogramjai

Piros = monzogránit, fekete = mafikus kőzetek, türkiz = a monzogránit és a mafikus kőzetek hisztogramjainak metszete

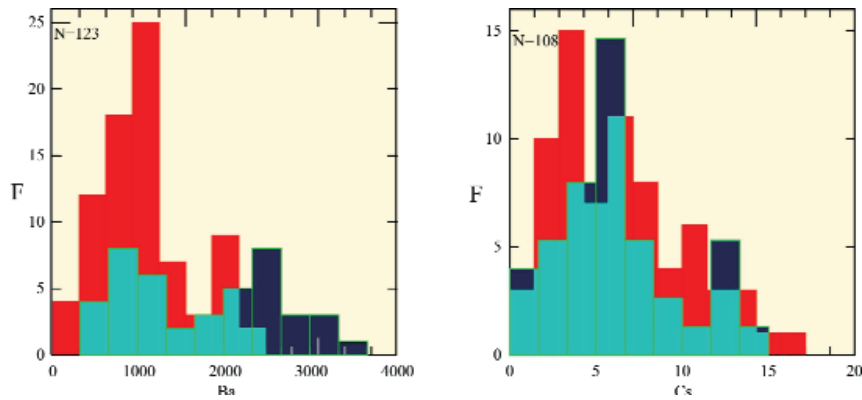


Figure 3. Frequencies with two maxima on the histograms of Ba and Cs in mafic enclaves
Red = monzogranite, black = mafic rocks, turquoise = cut of the histograms of monzogranite and mafic rocks; N = number of analyses, F = frequency

3. ábra. Ba- és Cs-histogrammon elkülönült kétsúcúsu gyakoriságok

Piros = monzogranit, fekete = mafikus kőzetek, türkiz = a monzogranit és a mafikus kőzetek histogramjainak metszete; N = mintaszám, F = gyakoriság

The ages of mafic enclaves from single zircon grains are the same as the age of monzogranite (GERDES 2006). The Newtonian mafic melt coming from deeper levels intruded into the felsic magma. The mafic melt already contained crystal seeds but still did not reach its first rheological threshold. Large titanite, pyroxene, amphibole, and, possibly, seeds of plagioclase in equilibrium could have formed the solid phase in the mafic melt when it was intruded into the felsic magma. At that time the temperature of the mafic melt was higher and the mafic melt was more liquid—still with Newtonian behaviour—than the viscoplastic felsic melt.

The felsic and mafic melts evolved together; however, the mixing did not take place completely and only partial homogenisation occurred because of the viscoplastic behaviour of the felsic melt. Accordingly, the Mórógy Granite did not crystallise from a homogeneous melt but rather it mixed completely in the proportion of the felsic and mafic melts. Therefore it is a complex of monzogranite and mafic rocks with many transition types.

The relative liquid mafic melt dispersed in the more viscous and cooler felsic melt which evolved on the discrete enclave magmas. The latter are not in close connection with each other and thus their appearance is more diverse and their composition is more scattered; furthermore, sometimes their geochemical characters are arranged in individual trends (see also on Figure 4).

Mineral-chemical evidence of magma mixing appears only in hybrid rocks. The internal zone of labradorite in plagioclase represents the intrusion of the mafic melt into the felsic magma. The anorthite-rich zone is not followed by another, suggesting the mafic intrusion probably took place only once. The zone of plagioclase inclusions with the same extinction on the microcline rim has constructed a rapakivi-like texture; this also developed due to the intrusion of the mafic melt. The low potassium content of the mafic melt caused the crystallisation of plagioclase instead of microcline.

No complex zoning in mafic minerals occurred due to mixing. However, in the neighbourhood of the internal zone of labradorite in plagioclase, amphibole was analysed and this indicated a rim more tschermakitic than the core of the amphibole. This more tschermakitic rim might have formed due to mafic intrusion.

There is no evidence of homogenisation or mixing outside the hybrid zones. Here mingling and chemical equilibration took the main role.

The evidence of mingling is indicated by the interfaces between the monzogranite and mafic enclaves. This is characterised by biotite bands enriched in accessories (allanite, zircon, stocky apatite) and large plagioclase phenocrysts, microcline megacrysts and biotite tables concentrated at the side of monzogranite. The interfaces were the main sites for the late magmatic and metamorphic fluids, as indicated by Ba enrichments in both the microcline and biotite. Here, there are coarser-grained leucocratic contact zones or concentrations of microcline megacrysts. Leucocratic segregations are similar to these very coarse-grained contact zones, where the melt could infiltrate into the mafic part of the rock. The Ba content in K-feldspar and the rate of alteration are highest in these leucocratic segregations.

Xenocrysts are also products of mingling. Plagioclase, biotite, and, possibly, microcline developed in felsic melt and amphibole (and, rarely, pyroxene), crystallised in the mafic melt. These crystals, as already solid minerals, get into the other melt. Amphibole might move to granitic magma while microcline, for example, might get into the mafic melt.

Early formed minerals in the enclave magmas were re-crystallised to aggregates (with a knotty appearance) by the cooler (a few hundred degrees) felsic melt, similar to a contact effect (VERNON 1991). Pyroxene tables and amphibole laths were re-crystallised to form smaller grains of aggregates.

The respective temperatures of felsic and mafic melts

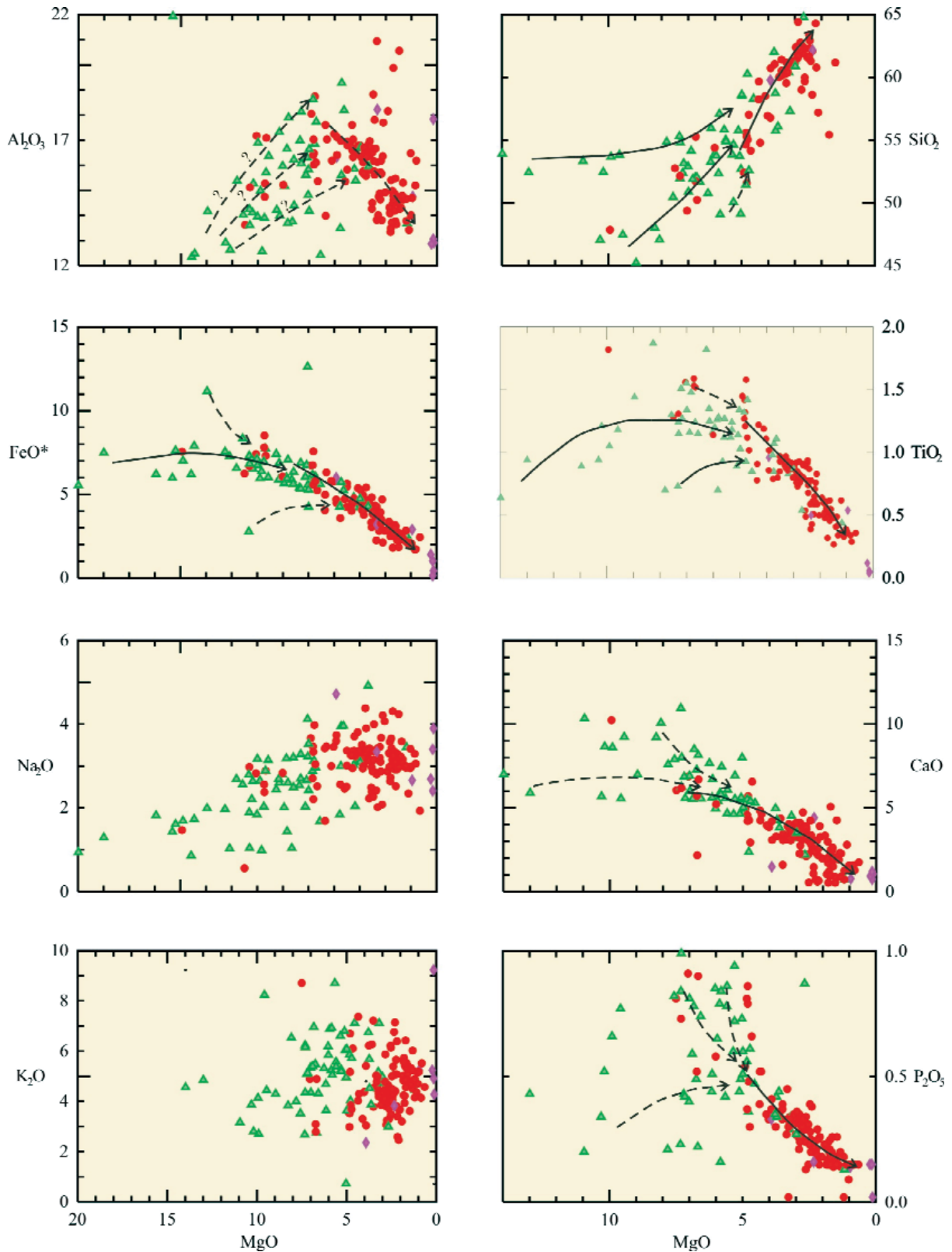


Figure 4. Fenner diagram. Distributions of main elements in the function of MgO content

Red = monzogranite, green = mafic rocks, lilac = leucocratic dykes and segregations; arrows = distinct trends

4. ábra. Fenner-diagramok. Főelemeloszlások ábrázolása a MgO függvényében

Piros = monzogránit, zöld = mafikus kőzetek, lila = leukokrata telérek, illetve szegregációk; nyilak = elkülönült trendek

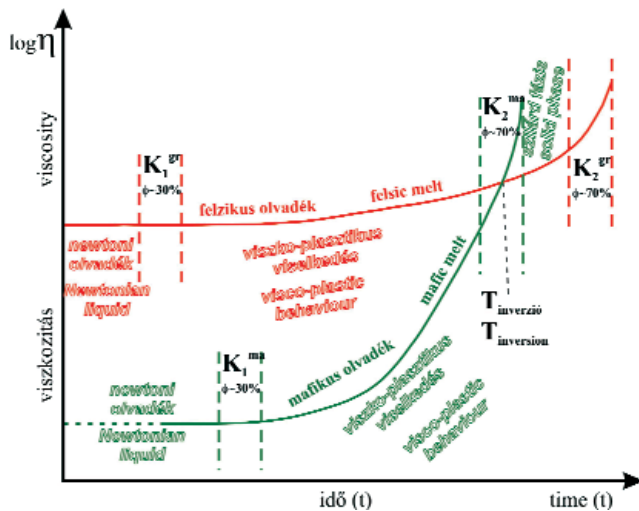


Figure 5. Rheology of felsic and mafic melts (after FERNANDEZ, BARBARIN 1991)

K_1 and K_2 = rheological threshold; gr = monzogranitic melt, ma = mafic melt; Φ = crystallinity, $T_{inversion}$ = inversion temperature

5. ábra. Felzikus és mafikus olvadék reológiája (FERNANDEZ, BARBARIN 1991 nyomán)

K_1 és K_2 = az olvadékok 1. és 2. reológiai küszöbe; gr = monzogranitos olvadék, ma = mafikus olvadék; Φ = kristályosság foka, $T_{inverzió}$ = inverziós hőmérséklet

approached each other at the end of the magma evolution (Figure 5). If the viscosity of the mafic melt became larger than that of the felsic melt (at the temperature of inversion), the developing minerals became larger as a result of the retardation of the cooling of enclave magmas.

During the slow cooling, chemical equilibration, transfers and migration began (VERNON 1991). Components which were still present in the late felsic melt (Si, K, P, H₂O) penetrated into the mafic melt and were built into the late magmatic minerals. Distributions of Na₂O and K₂O, built into the microcline and sodic plagioclase, are scattered and they are not divided between monzogranite and mafic enclaves. The formation of apatite needles at grain boundaries and in the microcline of mafic enclaves can be explained by this late magmatic effect of the felsic melt. Needles of apatite developed quickly from the melt after the main formation of amphibole and plagioclase (SPRY 1969; TINDLE, PEARCE 1983).

During the slow cooling, potassium overcompensation (DEBON 1991) played the main role. The mafic melt was originally potassium-poor but the late magmatic felsic melt provided potassium; the latter formed late magmatic invasive poikilitic microcline in mafic microgranular enclaves. The microcline first occupied the interstitial spaces, and then became larger and larger grained (\approx cm), with more and more amphibole, pyroxene, biotite and plagioclase inclusions. The invasive and poikilitic characters of the microcline indicate that it had not developed in the mafic enclaves before (VERNON 1991). The quartz pool has the same origin, having formed in mafic enclaves from the infiltrated felsic melt.

The uralitisation of clinopyroxene and the biotitisation

of amphibole in mafic enclaves were facilitated by the felsic melt (unless they were enveloped and protected from the further effect of felsic melt by the microcline).

The felsic melt forced its way into the almost solid mafic bodies as "devious" leucocratic schlieren, or sometimes penetrated into the mafic enclaves, where microcline or quartz developed in patches or segregations. Leucocratic segregations contain amphibole, titanite, plagioclase, and biotite as xenocrysts (formed in the mafic melt). The contacts of leucocratic segregations are not always sharp, and evidence of infiltration and xenocrysts can be observed. These leucocratic segregations which enmesh mafic bodies were the main sites of the late magmatic melts and fluids. Accordingly, the xenocrysts of leucocratic segregations have been strongly altered. Actinolite, prehnite, epidote and albite were formed after them.

Following the second rheological threshold of the felsic melt, synplutonic dykes (aplite, microgranite and leucocratic monzogranite) were intruded along early fractures.

Summary

The interpretation of the evolution of the Mórággy Granite is based on fieldwork, on petrographical studies, on mineral chemistry and on geochemical analyses.

The Mórággy Granite is an intrusion which has its origins in the mixing and mingling of felsic and mafic melts, and which was intruded into a compressive stress field of NW–SE direction (MAROS et al. 2003). This is in contrast to the earlier migmatitic theory given for its origins.

The monzogranite crystallised from a single felsic melt, at the same time as the mafic enclaves were developed from the mafic melt. At the beginning, the mafic melt evolved separately and then intruded into the felsic melt around its first rheological threshold. Afterwards, mafic enclaves evolved in distinct enclave magmas. Early formed mafic minerals were re-crystallised by the cooler felsic melt. Consequently, amphibole aggregates characterising the mafic enclaves were formed. Following this, the two melts evolved together; however, the connection was limited to partial mixing and mingling.

The evidence for magma mixing is present in the internal labradoritic zone in the plagioclase, in the rapakivi-like texture of the microcline, and in the slightly more tschermakitic rim of the amphibole (noticed only in the hybrid rocks). Mingling (not mixing) only occurred in the monzogranite and mafic enclaves. The evidence for mingling is shown by the interfaces enriched in biotite, the accessories, and xenocrysts (pyroxene, amphibole, biotite, plagioclase). The interfaces represent the main sites of the migration of the late magmatic melt, and the magmatic and metamorphic fluids. The highest Ba content and the strong alterations join this zone.

At the end of the magma evolution, the felsic and mafic melts tended towards chemical equilibrium. The late magmatic felsic melt (Si, K, P, water) penetrated into the

mafic melt and built crystals there. As a result of this process, thin apatite needles were formed, poikilitic microcline was developed by K-overcompensation, and quartz pools were crystallised.

The felsic melt forced its way into the almost solid mafic bodies and it constructed meandering leucocratic schlieren, patches or segregations, respectively.

Following the second rheological threshold of the felsic melt, synplutonic dykes intruded along early fractures of the almost solidified magmatic complex which had evolved from the felsic and mafic melts. The magmatic history is overprinted by an at least two-phase upper greenschist facies metamorphism.

Acknowledgements

The author acknowledges the generous assistance of Zoltán Balla, Balázs Koroknai and István Horváth from the Geological Institute of Hungary, with respect to technical discussions. Kálmán Török is to be thanked for his comments and suggestions which contributed to improvement of this paper. Furthermore, gratitude goes to Zoltán Gulácsi for photos from the field and from the inclines.

This work benefited from financial support provided by the Public Agency for Radioactive Waste Management, Hungary.

References — Irodalom

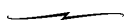
- BALLA Z., GYALOG L. (szerk.) 2009: A Mórággyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággyi-rög északkeleti részének földtani térképsorozathoz (1:10 000) (Geology of the North-eastern part of the Mórággy Block. Explanatory notes to the Geological map series of the north-eastern part of the Mórággy Block [1:10,000]). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 283 p. (216 p.).
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI Zs., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY Zs., VÉRTESY L., ZILAH I.-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bábaapáti [Üveghuta], 2002–2003 (in Hungarian, translated title: Final report on the ground-based geological exploration, Bábaapáti [Üveghuta], 2002–2003) — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1102.
- BUDA GY. 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése, Magyarország, Nyugat-Kárpátok, Központi Cseh- (Bohémiai-) masszívum. Kandidátusi értekezés (in Hungarian, translated title: Formation of Variscan collisional granitoids, Hungary, Western Carpathians, Central Czech (Bohemian) Massif: Candidate Thesis). — *Manuscript (kézirat)*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 148 p.
- BUDA GY. 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutatás Üveghuta körzetében. Összefoglaló jelentés az Üveghuta–22., –23. és –24. sz. fúrások granitoid közzeteinek vizsgálatáról (in Hungarian, translated title: Summary report on the petrographical studies of granitoid rocks from Boreholes Üveghuta–22, –23 and –24. — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 634.
- BUDA, GY., DOBOSI, G. 2004: Lamprophyre-derived high-K mafic enclaves in Variscan granitoids from the Mecsek Mts. (South Hungary). — *Neues Jahrbuch für Mineralogie — Abhandlungen* 180, 115–147.
- CSALOGVITS, I. 1964: De la Palingénèse calédonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). — *Annales Historico-Naturalis Musei Naturalis Hungarici* 56, pp. 31–57.
- DEBON, F. 1991: Comperative major element chemistry in various “microgranular enclave-plutonic host” pairs. — In: DIDIER, BARBARIN (1991), pp. 293–313.
- DIDIER, J., BARBARIN, B. (eds) 1991: *Enclaves and granite petrology*. — Elsevier, Amsterdam–Oxford–New York–Tokyo, 365 p.
- FERNANDEZ, A. N., BARBARIN, B. 1991: Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes. Shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. — In: DIDIER, BARBARIN 1991, pp. 263–277.
- GERDES A. 2006: Report on the LA-ICP-MS U-Pb dating of four borehole samples from the Mecsek Mountain granitoids. *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1304.
- GYALOG L., BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARS I., PEREGI Zs. 2006: Földtani és geomorfológiai térképezés jelentése (in Hungarian, translated title: Report on the geological and geomorphological mapping). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1339.
- HORVÁTH P., NAGY G. 2003: Kutatási Jelentés az „Üveghutai granitoid képződéséből készült vékonycsiszolatok ásványfajtáinak elektron mikroszondás vizsgálatáról” (in Hungarian, translated title: Report on electron microprobe analyses of minerals of Üveghuta granitoid). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 961.
- HORVÁTH P., DOBOSI G. 2006: Kutatási jelentés a „Metamorf és magmás kőzetek elektron-mikroszondás vizsgálata”. MTA GKI jelentés. (in Hungarian, translated title: Report on electron microprobe analyses of metamorphic and magmatic rocks). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1300.
- JANTSKY, B. 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai (in Hungarian with French abstract: Les conditions géologiques du socle cristallin du Mecsek). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése 1950-ről*, pp. 65–77.
- KIRÁLY, E. 2001: Vékonycsiszolatok petrográfiai leírása Üveghuta Űh–2, Űh–3, Űh–4, Űh–5, Űh–22 és Űh–23 fúrás (in Hungarian, translated title: Petrographic descriptions of thin sections. Boreholes Űh–2, Űh–3, Űh–4, Űh–5, Űh–22 and Űh–23). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 816.
- KIRÁLY, E. 2006: A Mórággyi Gránit geokémiai elemzése (in

- Hungarian, translated title: Geochemistry of Mórógy Granite). — In: GYALOG et al. (2006), Annex IV/2, pp. 149–195.
- KIRÁLY E., GULÁCSI Z., KOROKNAI B. 2008: A Mórógyi Gránit Formáció integrált értékelése (in Hungarian, translated title: Integrated interpretation of the Mórógyi Granite). — *Manuscript, (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1384, RHK-K-010/08.
- KLÖTZLI, U. S., BUDA GY., SKIOLD, T. 2004: Zircon typology, geochronology and whole rock Sr-Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary). — *Mineralogy and Petrology* 81/1–2, 113–134.
- KOROKNAI B. 2003: Az irányított minták mikrotektonikai vizsgálata és összefoglaló értékelése (in Hungarian, translated title: Microtectonic study of the oriented samples and their summarising analysis). — *Manuscript, (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1004, BA–03–84.
- KOROKNAI, B. 2009: Metamorphism and structure. — In: BALLA et al. (2009), pp. 173–175.
- MAROS GY. 2006: A Mórógyi Gránit szerkezeti fejlődése az ImaGeo magszkennerrel történt fúrásértékelések alapján. PhD doktori értekezés, Miskolci Egyetem (in Hungarian, Translated title: Tectonic evolution of the Mórógy Granite on the grounds of borehole evaluations done by ImaGeo corescanner: PhD thesis, University of Miskolc). — *Manuscript, (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1348.
- MAROS GY., BALLA Z., DUDKO A., FODOR L., FÓRIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI B., LANTOS M., PALOTÁS K. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszíni földtani kutatás. Tektonikai zárójelentés (in Hungarian, translated title: Final tectonic report). — *Manuscript, (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1046; BA–03–118.
- MEHNERT, K. R., BÜSCH, W. 1981: The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie* 140, pp. 221–252.
- SPRY, A. 1969: *Metamorphic textures*. — Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1959: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról (in Hungarian, translated title: On the magmatic mechanism of the Carpathian inner mass). — *Nemzetközi Geokémiai Konferencia anyagai, Budapest 5–10. October, 1959, 2 (Conference on Geochemistry of the Department of Technical Sciences of the Hungarian Academy of Sciences, 5–10 October, 1959, 2)*.
- TINDLE, A. G., PEARCE, J. A. 1983: Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. — *Lithos* 16 (1), pp. 185–202.
- VERNON, R. H. 1991: Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. — In: DIDIER., BARBARIN (1991), pp. 277–293.

A Mórággyi Gránit magmás fejlődéstörténete

KIRÁLY EDIT

Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.



Tárgyszavak: mafikus mikrogranuláris zárványok, magmakeveredés, mikroklin-megakristály, Mórággyi Gránit, reológia

Kivonat

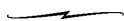
A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéktároló kutatása során (1996-) alapos terepi munkát követően részletes közettani, ásványkémiai és geokémiai vizsgálatok alapján körvonalazódott a Tiszai-egységhez tartozó variszkuszi (≈ 340 Ma) Mórággyi Gránit fejlődéstörténete. A korábban elfogadott migmatitos eredetre vonatkozó elképzelés helyett a Mórággyi Gránit képződésére a magmakeveredés vált elfogadottá.

A monzogranit, a mafikus zárványokkal egy időben, egyetlen felzikus olvadékból kristályosodott ki, ugyanakkor, amikor a mafikus zárványok. Kezdetben a felzikus és mafikus olvadék elkülönülten fejlődött. A felzikus magmába, annak első reológiai küszöbének környékén nyomult be a még newtoni olvadékként viselkedő mafikus olvadék. A hidegebb felzikus olvadék a mafikus olvadékból a korai fázisában kivált ásványokat átkristályosította, ami a kontakthatáshoz hasonló csomós megjelenést eredményezett. Ezt követően a két olvadék már együttesen fejlődött tovább, de a kapcsolat közöttük korlátozott volt. A felzikus olvadék már viszkoplasztikus állapotban volt, így csak csekély mértékű elegyedés („mixing”), valamint mechanikai keveredés („mingling”) jöhetett létre, aminek eredményeként hibrid kőzetek képződtek.

Magmakeveredésre utaló ásványkémiai bizonyítékokat kizárólag hibrid kőzetekben találni. Ilyen a plagioklász komplex zónássága – labradoritos közbülső zónával –, a mikroklin rapakivi jellege és az amfibol tschermakitosabb pereme. A monzogranitban és a mafikus kőzetekben azonban csak mechanikai keveredés érvényesült. Ennek bizonyítékai a xenokristályok (piroxén, amfibol, biotit, plagioklász), a mikroklin-megakristályok, kvarcmedencék, valamint a mafikus és felzikus olvadék között biotitban és akcesszóriákban dús határfelületek, durvaszemcsés leukokrata kontaktzónák. Ezek a határfelületek voltak a késő magmás olvadék, illetve a magmás és metamorf fluidumok fő áramlási csatornáinak is. A legmagasabb Ba-tartalom és az erős bontottság is a késő magmás olvadékokhoz, illetve fluidumokhoz kötődik.

A mafikus olvadék szétszóródott a felzikus olvadékban, majd elkülönült zárványmagmákban fejlődött tovább, ezért geokémiai jellegei szórtaabb eloszlást mutatnak. A magmafejlődés vége felé a mafikus olvadék hűlése lelassult, ami szemcseméret-növekedést eredményezett. A maradék felzikus olvadék (Si, K, P, víz) egy része beszivárgott a mafikus olvadékba, és ott vékony apatitútk, a K-túlkompensáció során poikilites mikroklin, valamint kvarcmedencék képződtek.

Amint a felzikus olvadék elérte a második reológiai küszöbét, megjelentek a korai törések mentén a szinplutoni telérek. A leukokrata slirek, majd azt követően a telérek, számos fázisban szüremkedtek, illetve nyomultak be a felzikus és mafikus olvadékból éppen megszilárduló gránittestbe. A magmás fejlődést követően az egész gránittestet egy ÉK–DNY-i csapású szerkezeti irányítottaságú, felső zöldpala fáciesű (>350–400 °C) regionális metamorfózissal bélyegezte felül, amelyet keskeny zónákra korlátozó milonitosodás, majd gyűrődés követett.



Bevezetés

A mintegy 340 M éves (KLÖTZLI et al. 2004, GERDES 2006) Mórággyi Gránit a Tiszai-egység délkelet-dunántúli részén, ÉK–DNY-i csapásirányban, mintegy 19×7 km-es területen bukkan felszínre. Északon a tektonikus eredetű Mecsekalja-zónával határos, míg délen feltehetően szintén

tektonikus a határa a nagyvastagságú kainozoos üledék-összlet alatt. Ennek következtében nem ismerjük a gránitoidtest eredeti méretét és eredeti kontaktusát a mellékkőzettel. A Mecsekalja-zóna közelsége, valamint a Mórággyi Gránit Formáció ÉK–DNY-i irányban való nyúltsága aktív feszültségtérbe benyomult intrúziót jelez (MAROS et al. 2003). A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéktároló

kutatása során részletesen megkutatott terület a Mórágvi Gránit felszíni előfordulásának ÉK-i része.

A magmás fejlődéstörténetről többféle elmélet látott napvilágot. Korábban a Mórágvi Gránit magmás kikristályosodását követő metamorfózis volt a fő irányvonal: JANTSKY (1953), SZÁDECZKY-KARDOSS (1959) és CSALAGOVITS (1964) a gránitot migmás-metaszomatikus eredetűnek tartotta. A mikroklin-megakristályok képződését BUDA (1985) metasomatózissal magyarázta. A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéktároló kutatásainak kapcsán BUDA (1999) említette meg először a magmakeveredés ötletét a Mórágvi Gránit képződésére, habár a mafikus kőzetek magas K-tartalmát lamprofiros eredettel magyarázta (BUDA, DOBOSI 2004).

A magmás kristályosodást követően a formáció összes kőzettípusa metamorfózist szenvedett (KIRÁLY 2001). A további kutatások során KOROKNAI (2003) minimum kétfázisú képlékeny deformációt (lapulás, nyírás) állapított meg.

A továbbiakban a radioaktív hulladéktároló kutatása, valamint a bányamunkálatok során megismert új adatok fényében körvonalazom a Mórágvi Gránit magmás fejlődéstörténetét. A terepi észlelések magukba foglalják a térképezés, az árok-, fúrás- és vágatdokumentálás során szerzett tapasztalatokat (BALLA et al. 2009). A kiválasztott kőzetekből több ezer petrográfiai leírás készült (KIRÁLY et al. 2008), melyek alapján a különböző kőzettípusokból és szöveti pozícióból több száz elektron-mikroszkópia készült (HORVÁTH, NAGY 2003, HORVÁTH, DOBOSI 2006) és több mint száz teljes kőzetelemzés (fő- és nyomelem) készült (KIRÁLY 2006). A magmás történéseket felülbélyegző metamorfózis nem témája a jelen cikknek, MAROS (2006) és KOROKNAI (2009) részletesen tárgyalja.

Terepi megfigyelések

A Mórágvi Gránit Formáció kőzeteit monzogranitra és mafikus mikrogranuláris zárványokra (mafic microgranular enclaves [MME] — DIDIER, BARBARIN 1991) különítettük el. A monzogranit és a mafikus kőzetzárványok olvadékainak elegyedése („mixing”) és mechanikai keveredése („mingling”) során átmeneti kőzettípusok jöttek létre, az ún. hibrid kőzetek (kontaminált monzogranit, hibrid mafikus kőzetek). Végül az egész gránittestet — szintén a Mórágvi Gránit részeként — leukokrata telérkőzetek szelik át, majd az egész metamorfózist szenvedett.

A legelterjedtebb kőzettípus a **monzogranit** (1. fénykép). Több centiméteres rózsaszín vagy fehér mikroklin-megakristályokat tartalmazó szürke, közép- (1–3 mm) vagy durva- (2–6 mm), porfiros hipidiomorf szemcsés kőzet. Változó mennyiségben és méretben tartalmaz mafikus zárványokat. Kőzetalkotó ásványai: plagioklász, mikroklin, kvarc, biotit, ±amfibol. Plagioklász és mikroklin kétféle magmás szemcseméretben fordul elő. A kőzetet ért deformáció mértéke változó: a gyengén deformálttól egészen a milonitokig. A kőzet bontottsága szintén változó, az üde, masszív monzogranittól az alkotóásványaira széteső „lapát-

gránitig”. Karbonát, klorit, limonit, és agyagásvány jelentkezik átalakulási termékként.

Kontaktusa a mafikus kőzetekkel többnyire egyenetlen, jól meghatározható felszínt mutat, amelyet elsősorban plagioklász-fenokristályok tesznek egyenetlenné, ritkábban mafikus elegyrészekből álló nyúlványok nyúlnak be a monzogranitba. Néhány esetben a közethatáron erőteljes bontás (klorit, epidot, szericit, opakásvány) észlelhető. Kontaktzónaként időnként biotitsáv, illetve durvaszemcsés leukokrata szegregációk jelennek meg. A néhány milliméteres vastagságban megjelenő biotitsáv, amelyben allanit, cirkon, ritkábban titanit és apatit dúsul, a kontaktus mafikus zárvány felőli oldalán képződik. A kontaktus közelében a mafikus kőzetekben a biotit mennyisége megnő abszolút értelemben, és az amfibol rovására is. A leukokrata szegregációk a földpátokon és a kvarcon kívül nagyméretű amfibollécekben állnak (2. fénykép), melyek néhol aprószemcsés amfibolaggregátumokká kristályosodtak át. A kontaktustól távolodva is nyomon követhető a két kőzettípus anyagának egymásra hatása. Nagyobb monzonittestek közelében a monzogranitban 0,3–3,0 m széles sávban apró mafikus zárványokat is tartalmazó mikroklin-megakristálydúsulás észlelhető. Ezen kívül kvarcedencék, xenokristályok kerülnek egyik olvadékból a másikba.

A **kontaminált monzogranit** (3. fénykép) a monzogranitnál sötétebb árnyalatú, sötétszürke, zöldesszürke, kevésbé rózsaszínű mint a monzogranit. Fő jellegzetessége a néhány centiméteres sötétebb és világosabb sávok váltakozása, kevés mikroklin-megakristályt is tartalmazhat. Szöveve közepszemcsés, irányítottasága közepes vagy gyenge. Általában üde kőzetként jelentkezik, habár törések mentén zöld-vörös elszíneződések fordulnak elő, melyek kloritosodásból, karbonátosodásból, agyagásványosodásból származnak. A földpátokon, kvarcon és biotiton kívül amfibolt is tartalmaz, néhol titanit is megfigyelhető. A plagioklász részaránya gyakran magasabb, mint a mikrokliné, a kettő aránya a monzogranitéhoz képest nagyobb. A kőzet átmenete a monzogranit felé ritkán tanulmányozható, nincs éles határ. Nagyobb méretű mafikus kőzetek környezetében, korlátozott vastagságban (<5 m) jelentkezik.

A másik hibrid kőzettípus a **hibrid mafikus kőzetek** (4. fénykép), amelyek akár a két kilométeres hosszúságot is elérhetik. Egészen sötétszürke, bontottabb formában zöldvörös elszíneződéssel jellemezhető, magas amfiboltartalmú kőzetek, amelyek korai repedésrendszereit a felzikus olvadék késő magmás differenciátuma járja át leukokrata slíreket, mikroklin-megakristály feldúsulást okozva. Ezek a világos slírek, foltok, felhőszerű testek gyakran elmosódó határokkal jelentkeznek. Elágazó, diffúz, a mafikus kőzetekbe benyúló nyúlványaik a maradék felzikus olvadék invazív hatásáról tanúskodnak. A leukokrata szegregációkat, slíreket létrehozó olvadék beszűremkedik a mafikus kőzetbe is, ahol így mikroklin és kvarc válik ki. A leukokrata slírek közelében a mafikus testekbe benyúló, mikroklinben gazdag foltok, erek láthatóak, melyekben a mikroklin, de gyakran a kvarc is erősen poikilites, akár több mint 50% zárványt is tartalmazhat. Szemcseméretük durvább a mafi-

kus kőzetek szemcseméreténél, és a színtelen elegyrészeken kívül a mafikus kőzetből származó xenokristályok (amfibol, biotit, titanit) is megjelennek bennük.

A monzogránit és a hibrid mafikus kőzetek kontaktusai megegyeznek a monzogránit és a mafikus kőzetek kontaktusaival.

A **mafikus mikrogranuláris zárványok** ovális, leggyakrabban ÉK–DNY-i irányban enyhén nyúlt alakban figyelhetőek meg (MAROS 2006). A zárványok mérete néhány centimétertől akár több száz m-ig terjedhet. Zöldesszürke, sötétszürke, finom-, apró- vagy közép szemcsés kőzet. Legtípikusabb megjelenésében „csomók” vagy „pöttyök” láthatóak, melyek néhány milliméteres amfibol-aggregátumokból állnak, közein földpáttal (5. fénykép). Azok a mafikus kőzetek, melyekre a felzikus olvadék nagyobb hatással volt, több biotitot és több földpátot tartalmaznak, beleértve a plagioklász-fenokristályokat is. Színük világosabb vagy bontottabb esetben zöld-vörös árnyalatúak (6. fénykép). Irányítottáguk gyengébb a környezetében lévő monzográniténál, a kőzet nem vagy gyengén deformált.

A kisméretű, fekete-zöldesszürke foszlányszerű finomszemcsés zárványok (<20 cm) (7. fénykép) — néhol plagioklász-fenokristályokkal — irányítottága szembeötlőbb, mint a nagyméretű mafikus zárványoké, ez azonban magas irányítottág, nem a képlékeny deformáció eredménye.

A finomszemcsés zárványok kontaktusa mind a monzogránittal, mind a hibrid kőzetekkel, mind a többi mafikus zárvánnyal éles.

A **leukokrata telérkőzetek** (8. fénykép) legelterjedtebb típusa az aplit, néhol pegmatitos lencsékkel, sávokkal, durvakristályos kvarccal. Ezen kívül azonban mikrogránit és leukokrata monzogránit is megjelenik. Ez utóbbi telérben és kisebb testek formájában is előfordul. A leukokrata telérkőzetek gyakran metszik egymást, több generációsak. A leukokrata monzogránitot aplit szeli át.

Az aplit és a mikrogránit finomszemcsés, ekvigranuláris, hűsvörös vagy rózsaszín telérkőzet. Kétféle földpát, kvarc és kevés biotit vagy klorit alkotja. A mikrogránitban magasabb a biotittartalom, emiatt a deformáció mértéke is jobban észlelhető. Környezetüknél ridegbben viselkednek, gyakran erősen töredeztettek. A pegmatit ritkán jelenik meg önállóan, aplitok belsejében, fészkekben gyakori.

A leukokrata monzogránit (9. fénykép) durvább szemcseméretével és egyenetlenebb szemcsézettségével tér el az aplittól, illetve a mikrogránittól. Kisebb testekként is megjelenik. Közepes irányítottág és jelentős kvarctartalom jellemzi. Biotit-, muszkovit- vagy klorittartalma többnyire nagyobb, mint akár az aplité, akár a mikrogránité. Elszórt, apró pikkelyek formájában a biotit néhol egészen sötétre színezi a kőzetet.

A leukokrata telérkőzeteknek a monzogránittal és a mafikus kőzetekkel alkotott kontaktusa határozott, egyenes. Néhány telérben a monzogránittal alkotott kontaktuson durvább szemcsés leukokrata zóna képződik, amelyben a szemcsék (földpát) a befogadó kőzet falára merőlegesen nőttek. A monzogránitos oldalon előfordulhat egy földpát-dús sáv, amely az aplit szellemképeként jelentkezik.

Petrográfiai megfigyelések

A monzogránit jellemzően biotitos monzogránit, a szienogránittól a kvarcdioritig változik az összetétele. A kontaminált monzogránit hasonló összetételű, inhomogénebb, magasabb a biotit- és amfiboltartalma. A plagioklász/mikroclin arány többnyire magasabb a kontaminált monzogránitban, ezek a kőzetek inkább kvarcdioritok, kvarcmonzonitok, granodioritok, ritkábban monzogránitok. A hibrid mafikus kőzetek sötét részei megegyeznek a mafikus zárványokkal, míg a leukokrata slírek összetétele széles spektrumot ölel fel: a plagioklászban gazdag változatoktól a mikroclinben és kvarcban dús erekig, melyekben a mafikus olvadék közelségéből származó amfibollécek, titanitszemcsék, biotitablák is jelen vannak. Anyaguk foltokban, lencsékben, erekben szüremkedik be a mafikus kőzetek belsejébe. A mafikus mikrogranuláris zárványok összetételüket tekintve monzonitok, szienitek, dioritok és ezek kvarctartalmú változatai (kvarcmonzonitok, kvarcszienitek, kvarcdioritok), magas biotit- és amfiboltartalommal, néhány esetben diopsziddal.

A monzogránittól a hibrid kőzeteken át a mafikus zárványokig a kőzetalkotó ásványok néhány sajátossága eltérő.

A *plagioklász-fenokristályok* a monzogránitban poliszintetikus ikresek, és oszcillációs zónásságot mutatnak, zárványként egy-egy nagyobb méretű biotitot ritkán cirkont, illetve apatitot tartalmaznak. A hibrid kőzetekben a plagioklász-fenokristályok zónásak, magjukban sok apró, üde, csepp alakú biotitzárvánnyal. E fenokristályok a mafikus kőzetek egy részében is megjelennek. Az amfibolaggregátumos kőzetekben a plagioklász amfibollal, piroxénnel és titanittal egyensúlyi szövetet mutat.

A monzogránitban megjelenő *mikroclin*-megakristályok szórtan vagy gyűrűs elrendezésben tartalmaznak zárványokat. Hibrid kőzetben előfordulnak zónás megakristályok, a peremen alaktalan továbbnövekedéssel. Gyakoriak az azonos kioltású plagioklászából álló zárványsorok vagy ezeknek a zárványoknak gyűrűs elrendeződése egy vagy több gyűrűben, ami rapakivi szerkezetet mutat. A hibrid mafikus kőzetekben a mikroclin a leukokrata slírekből kerül be a mafikus kőzetbe, a leukokrata slírek mikroclinjével azonos méretű kiválásokban, gyakran a mafikus zárványokra jellemző több milliméteres, akár centiméteres, invazív, poikilitos szemcsék (10. fénykép) formájában.

A mikroclin eloszlása mindegyik kőzettípusban erős inhomogenitást mutat. A megakristályok közvetlen környezetében az olvadék K-ban elszegényedik, ezért kevés mátrixmikroclin képződik, vagy egyáltalán nem kristályosodik mikroclin. Nagy mennyiségben előforduló mátrixmikroclin környezetében nem jelenik meg megakristály.

Nagyobb léptékben is észlelhető a mikroclineloszlás inhomogenitása, különösképpen kontaktusokon. A kontaktussal párhuzamosan mikroclinben dús sávok jelennek meg. A mafikus kőzetek közelében gyakori, hogy kevesebb a mikroclin a monzogránitban, míg a zárványok sok mikroclint tartalmaznak.

A kvarc a deformáció mértékétől függően sávokban, lencsékben vagy az intersticiális teret kitöltve, valamint zárványként jelenik meg a monzogranitban, míg a hibrid kőzetekben az amfibollécek közötti intersticiális térben, néhol csepp alakú zárványként, a mafikus kőzetekben pedig a beszívargó felzikus olvadékból a kvarc kvarcmedencékben válik ki (11. fénykép).

A monzogranitban a *biotit* a legerjedtebb színes-ásvány. Nagyméretű, néhány milliméteres táblaként, kisebb aggregátumokban amfibollal vagy anélkül, a földpátokban zárványként és az amfibol átalakulási termékeként jelenik meg. Nagyobb amfiboltartalomnál előfordul, hogy az amfibolaggregátumok peremén a felzikus olvadék hatására keskeny biotitsáv fejlődik (12. fénykép). Hibrid kőzetekben a biotit amfibollal együtt jelenik meg, nemcsak aggregátumokban, hanem melanokrata sávokban is. A mafikus kőzetekben a jól fejlett biotittábla ritka, inkább hosszú, keskeny táblák képződnek önállóan vagy mikroklinben zárványként, néha kaotikus magmás irányítottságot mutatva.

A monzogranit és a mafikus kőzetek kontaktusán a biotitsávban, amelyben szinte kizárólag nagyméretű, enyhén hajlott biotittáblák képződnek, a biotittáblák peremén, illetve bennük zárványként akcesszóriadúsulással, a monzogranitra jellemző akcesszóriák (allanit, cirkon) túlsúlya érvényesül, habár a titanit és apatit mennyisége is megnőhet.

Az *amfibol* részaránya a monzogranitban maximum néhány százalékot ér el. Megjelenése kétféle: nagyméretű, akár néhány milliméteres, önálló amfibollécek és apróbb (0,1–0,3 mm) amfibolszemcsékből álló aggregátumok, gyakran teljesen átalakulva karbonátos-kloritos-opakásványos pszeudomorfózákká. A hibrid kőzetek egy részében, feltehetően, ahol elegyedés zajlott, a léces megjelenés kerül előtérbe, míg a mafikus kőzetekben az eredetileg nagyobb amfibollécek apróbb amfibolszemcsékből (0,1–0,3 mm) álló aggregátumokká kristályosodtak át. Ez okozza a kőzet csomós, illetve pöttyös megjelenését.

A *piroxén* hibrid és mafikus kőzetekben, mikroklinidús környezetben jelenik meg. A mikroklin megőrzi a piroxént az uraltiosodástól. Monzogranitban nem fordul elő. Kétféle megjelenése ismert: az önálló, zömök táblák, sok apró, csepp alakú opakásvánnyal (13. fénykép) a mafikus olvadék korai fázisában váltak ki. Nagyméretű titanittal és plagioklással egyensúlyi szövetet mutat. A felzikus olvadék hatásaként aggregátumokba kristályosodik át, hasonlóan az amfibolhoz.

Az *akcesszóriák* közül a monzogranit allanitot, cirkont, apatitot és titanitot tartalmaz. A hibrid kőzetekben a zónás allanit, kontaktusokon gyakran a cirkon, de az apatit és titanit is feldúsul. A leukokrata szegregációkban titanit és zónás allanit képződik. A mafikus kőzetekben a nagyméretű titanit és apatit jellemző. A titanit a piroxénnel, amfibollal, plagioklással egyensúlyi szövetet mutat. Az apatit elszórta, vékony tűk formájában gyakori, habár az amfibol és a biotit szemcsehatárán nyúlt, illetve zömök szemcséi is megjelennek.

Ásványkémia

A különböző kőzettípusok kőzetalkotó ásványainak és akcesszóriáinak ásványkémiai változásait vizsgálva kizárólag a hibrid kőzetekben találtunk bizonyítékokat elegyedésre.

A hibrid kőzetekből mért néhány, zónás, sok apró biotitzárványt tartalmazó *plagioklász*-fenokristályokban az andezines-oligoklászos összetételű zónák között egy anortitban dúsabb labradoritos zóna (50,6–61,2 An%) fejlődött (14. fénykép). A mag (25,2–35,3 An%) a sok apró biotitzárvánnyal a felzikus olvadékból kristályosodott, majd a mafikus olvadék benyomulásának hatására labradoritos zóna képződött a plagioklászban, ezután egy andezines, bázisos oligoklászos perem (29,5–36 An%) kiválásával fejeződik be a plagioklász képződése. A káliföldpát részaránya mindössze 1,0–1,1% a magban és a peremen, míg a bázisos gyűrűben a kálium kimutatási határ alatt van.

Monzogranitban nem jelentkezik közbülső labradoritos zóna a plagioklász-fenokristályokban. A legmagasabb anortittartalom (48,1 An%) mikroklin-megakristályban lévő plagioklász-zárványból, valamint egy plagioklász-fenokristály magjából származik. A mafikus kőzetek plagioklász-összetételei (átlag 30,7 An%) nem különülnek el karakteresen a monzogranitok plagioklászselejteitől (átlag 23,9 An%). A mafikus kőzetből származó legbázisosabb plagioklászselejtezés 50,6 An%.

A mafikus kőzetekből leírt zónás *mikroklin*-megakristályok elektron-mikroszkopos elemzése során a mikroklin-megakristályok magmás, olvadékból történő kiválása körvonalazódott. A káliföldpát-tartalom 89,4–94,5 Or% között változik, míg az albitkomponens 4–11%. Az An-tartalom mindössze a 2,5%-ot éri el, egymást követően két rosszul fejlett anortittartalmú zóna jelentkezik. A mikroklin-megakristály közbülső zónájában regisztrált BaO-tartalom 1,86–3,25%, míg a Ba-szegény helyeken 1,42%, vagy inkább 1% alatt marad. A Ba-tartalmú zónák megjelenése — az ún. héjas szerkezet (15. fénykép) — a magmából való kiválás bizonyítéka, habár ennél komplexebb történetet, magmakeveredést is jelezhet (VERNON szóbeli közlés).

Ezzel ellentétben a monzogranitban a mikroklin-megakristályok gyenge normál magmás zónásságot mutatnak, a mag albit- és anortit-komponenst is tartalmaz, míg a perem tisztább (1,6–4,5 Ab%).

Egyik kőzettípus színesásványaiban sem jelentkezik magmakeveredést alátámasztó zónásság. A *biotit* mg-értéke 0,47–0,77, a hatos koordinációjú Al 0,02–0,76, a négyes koordinációjú Al egységnyi képletre számított értéke 1,9–2,56. A legnagyobb változékonyság a TiO₂-tartalomban (0,65–4,55%) mérhető, ez azonban a metamorf felülbélyegzés során bekövetkezett változás.

A plagioklászban és mikroklinben megjelenő biotitzárványok változatos összetétele változó pT-t jelez, ami mindkettő földpát hosszantartó és a biotittal együttes kristályosodását sugallja.

A monzogranitban képződött biotit nem mutat erőteljes zónásságot, maximum gyenge változást, a normális mag-

más zónásságnak megfelelően. Mg-értéke 0,47–0,6, TiO₂-tartalma 1,48–3,84%. A mafikus kőzetek biotitösszetételében gyenge eltolódás jelentkezik a nagyobb mg-értékek (0,5–0,77) felé, míg a TiO₂-tartalma (1,33–2,37%) alacsonyabb.

Hibrid kőzetek biotitján sem képződött Mg-ban gazdagabb zóna vagy perem. Az amfibol átalakulási termékeként megjelenő biotit Ti-ban szegényebb (1,04–1,75%), Mg-ban gazdagabb (mg-értéke 0,57–0,61) és a hatos koordinációban lévő Al kicsivel magasabb, mint az önálló magmás biotitban.

A finomszemcsés mafikus kőzetzárványokban lévő biotit magas TiO₂-tartalma (1,4–3,3%) alátámasztja magmás eredetüket, összhangban nem deformált, de irányított (magmás) szövetükkel.

A kőzetkontaktusokon a biotitban BaO (≈0,85%) jelenik meg.

Az *amfibol* a monzogránitban aktinolit, „aktinolit hornblende” (LEAKE et al. 1978), míg a mafikus kőzetekben magnézio-hornblende (1. ábra). A tschermakitos komponens részaránya alacsony. Többnyire egy szemcsén belül normál magmás kiválás észlelhető.

Hibrid kőzetben, ahol a plagioklász is labradoritos közbülső zónát tartalmaz, ott az amfibol peremén is megjelenik egy tschermakitosabb zóna (1. ábra). A mag Si-ban dúsabb (Si: 7,11–7,17; Al^{iv}: 1,06–1,12), a perem tschermakitos komponensben gazdagabb (Si: 6,8–7,0; Al^{iv}: 1,18–1,34), ami a mafikus olvadék hatásaként magyarázható. Ebből az is következik, hogy a felzikus olvadékból önállóan vált ki amfibol, majd az amfibol képződés vége felé a mafikus olvadék bekerülését a peremi tschermakitos komponensben való dúsulás jelzi.

A hibrid kőzetek leukokrata slírjeiben megjelenő zónás *akcessóriák* is komplex összetételű változásokat mutatnak. Az elektron-mikroszkopos elemzések során a titanitban 3 zóna volt elkülöníthető (16. fénykép). Az egyes zónák eltérő ritkaföldfém-eloszlást mutatnak. A közbülső zóna kevesebb Ti-t, több La-t, Ce-ot és Nd-ot tartalmaz, mint a mag, illetve a perem. A titanit magjában és peremén a könnyű lantanidák mennyisége alacsony. Az allanitban a mag alacsonyabb La-, Ce- és Nd-tartalmú, amely a perem felé növekszik, a normális magmás kiválásnak megfelelően. Az allanitban zárványként megjelenő titanitban az önálló titanit magjának és közbülső zónájának megfelelő összetételeket kapunk (16. fénykép). Ebből a szöveti képből a titanit korábbi, kezdeti kristályosodása a mafikus olvadékból, majd a peremének kialakulása előtt a felzikus olvadékba kerülése, majd ebből az olvadékból kiváló allanit megformálódása körvonalazódik. Az allanitépződés csökkentette le a titanit peremének ritkaföldfém-koncentrációját.

Geokémia

223 főelemzés és 147 nyomelemzés szolgáltatja a geokémiai elemzések (KIRÁLY 2006) alapjául szolgáló adatbázist a Mórágvi Gránit Formáció kőzeteiből.

A magmakeveredés egy olvadék fázisban történő hosszú „együttélés”, ezért a monzogránit és mafikus kőzetzárványainak fő- és nyomelemzése nem különbözik el karakteresen egymástól, hanem csak finom trendbeli különbségek mutathatóak ki (DEBON 1991).

A főelemoxidok hisztogramjain (2. ábra) a monzogránit gyengén aszimmetrikus, csúcsos eloszlással, míg a mafikus kőzetek lapultabb eloszlással és magasabb átlagos értékekkel (TiO₂, FeO^{tot}, MnO, MgO, CaO, K₂O, P₂O₅) jellemezhetők. A mafikus ásványokat alkotó elemek (pl. Mg, Ca, Fe, Ti) egymástól elkülönült, külön csúccsal jellemezhetőek a monzogránitban és a mafikus kőzetekben, ami a felzikus és mafikus olvadék kezdeti stádiumban történt elkülönült fejlődésére utal.

A Ba- és Cs-hisztogramok (3. ábra) mindkét kőzettypust ért késő magmás vagy utólagos folyamatot jeleznek. Gyakoriságuk a mafikus kőzetekben két móduszú, de a monzogránitban is aszimmetrikus, illetve a nagyobb értékek felé kivállasodó, elhúzódnó. A Ba-tartalom a mafikus kőzetekben dúsul (1054,9 ppm — monzogránit, 1762,66 ppm — mafikus kőzetek), a legmagasabb értékek is mafikus kőzetekből származnak.

A makroszkópos és mikroszkópos megfigyelésekkel összhangban a mafikus kőzetek elemzése szórtaabbak, mint a monzogránit, néhol több csoport, illetve trend is elkülönül. Az elemzések (pl. Al₂O₃, MgO, TiO₂, P₂O₅) a Harker- és Fenner-diagramokon (4. ábra) eltérő meredekségű egyenesre illeszkednek a monzogránit és a mafikus kőzetek esetében.

A késő magmás ásványokba (mikroklin, albitos plagioklász) beépülő Na₂O és K₂O eloszlása szórt, nem trendszerű. Ennek oka a már időközben egymással érintkezésbe kerülő mafikus és felzikus magmák kölcsönhatása lehet, amely kiegyenlítette vagy akár túl is kompenzálta az eredeti kémiai különbségeket (K-túlkompenzáció — DEBON 1991).

Magmakeveredés

A Mórágvi Gránitot létrehozó felzikus és mafikus olvadék kezdetben elkülönülten fejlődött. Ezt támasztják alá a monzogránit és a mafikus kőzettestek mafikus ásványokat alkotó elemeinek (Mg, Ca, Fe) elkülönült hisztogramjai.

A monzogránit — mintegy 340 millió évvel ezelőtt (KLÖTZLI et al. 2004, GERDES 2006) — egyetlen felzikus magmából kristályosodott ki. A geokémiai jelek egyetlen trendet alkotnak. A kőzet változatos megjelenése a mafikus olvadék elegyedéséből, a két olvadék mechanikai keveredéséből és a magmás eseményeket követő metamorfózisból származik.

A korai fázisban a felzikus olvadékból eleinte cirkon, zömök apatit, biotit, plagioklász és végül mikroklin kezdett kikristályosodni. A biotit kristályosodását megelőzően ritkán amfibolképződés is beindulhatott. A hibrid kőzetben megjelenő amfibol tschermakitosabb pereme arra utal, hogy az amfibol magja a felzikus olvadékból vált ki, majd

erre a mafikus olvadék hatására egy tschermakitos komponensben enyhén gazdagabb perem képződött. A felzikus olvadék kezdeti plagioklász kristályosodása enyhén savanyúbb környezetet tükröz, mint a hibrid, illetve mafikus kőzetek plagioklász-összetételei, ami egy kezdeti elkülönült fejlődést sejtet. A biotit hasonló körülmények között, de külön olvadékból képződött a monzogránitban és a mafikus kőzetekben. Ez utóbbiban Mg-ban gazdagabb és Ti-ban szegényebb biotit képződött. A monzogránitban található amfibol, biotit és plagioklász nem mutat mafikus közbülső zónát vagy inverz zónásságot, ami a mafikus olvadék hatását jelezne. A mafikus olvadéknak tehát nem volt semmiféle hatása a felzikus olvadékban képződött ásványokra.

Két newtoni olvadék keveredésekor teljes homogenizáció jön létre, míg viszkoplasztikus viselkedés esetén a homogenizáció korlátozottá válik, és mechanikai keveredés lép előtérbe. Miután a felzikus olvadék elérte a 30%-os kristályossági fokot (5. ábra), már nem newtoni, hanem viszkoplasztikus olvadékként viselkedett. Ezt követően a felzikus és mafikus olvadék között a homogenizáció már nem lehetett teljes.

A mafikus kőzetek egyedi cirkonzemcsékből megállapított kora azonos a monzogránitéval (GERDES 2006). A mafikus olvadék mélyebbről, még newtoni olvadékként nyomult be a felzikus olvadékba, már tartalmazott kristálycsírákat, de a kristályossági foka nem haladta meg a 30%-os küszöbértéket. Egyensúlyi szövetet mutató, nagyméretű titanit, piroxén, amfibol, esetleg plagioklász csírái alkothatják a szilárd fázist, amikor a mafikus olvadék kapcsolatba került a felzikus olvadékkal. Ekkor a mafikus olvadék nagyobb hőmérsékletű és folyékonyabb (még newtoni olvadék) volt, mint a viszkoplasztikus felzikus olvadék.

A két olvadék együttesen fejlődött tovább, de a felzikus olvadék viszkoplasztikus állapota miatt csak részben homogenizálódhattak. Ezért a Mórággyi Gránit nem egy, a felzikus és mafikus olvadék részarányának megfelelő homogén magmából kristályosodott ki, hanem egy monzogránitos és mafikus kőzetekből álló gránittesté vált, a két kőzettípus közötti számos átmeneti kőzettípussal.

A viszonylag „folyékony” mafikus olvadék a viszkózusabb és hidegebb felzikus olvadékban szétszóródott, majd elkülönült zárványmagmákban fejlődött tovább. Ez okozza a mafikus kőzetek más-más fejlődési irányait és elemzéseinek szórtaabb jellegét. A zárványmagmák nem voltak egymással közvetlen kapcsolatban, ezért a mafikus kőzetek változatosabb megjelenésűek, és szórtaabb összetételeket mutatnak, néhol elkülönült trendekkel (l. 4. ábra).

Magmaelegyedésre utaló ásványkémiai jelek kizárólag a hibrid zónákban jelentkeznek. A plagioklászban képződő közbülső labradoritos zóna a felzikus olvadékba bekeveredő mafikus olvadék hatására vált ki. Mivel a labradoritos gyűrű nem ismétlődik meg, a mafikus olvadék benyomulása feltehetően egy fázisban játszódott le. A mikroklin peremén megjelenő plagioklászban alkotott zárványmagmák rapakivi jellegű zónásságot jelez a földpátban, ami a labradoritos plagioklászgyűrűhöz hasonlóan szintén a

mafikus olvadék hatására mutat, amelynek alacsony K-tartalma miatt plagioklász kristályosodott ki. A színes-ásványokon nem látszik magmakeveredésre utaló komplex zónásság, habár a labradoritos közbülső zónát tartalmazó plagioklász-fenokristály környezetében az amfibol tschermakitosabb pereme szintén a mafikus olvadék hatására képződött.

A hibrid zónákon kívül nem történt meg a két olvadék elegyedése, inkább a mechanikai keveredés, valamint a kémiai kiegyenlítődség játszotta a fő szerepet a magmafejlődés során.

A mechanikai keveredésre utaló jelek a monzogránit és a mafikus zárványok kontaktusán képződő határfelületek, melyeket biotitsáv és a benne feldúsuló akcesszóriák (allanit, cirkon, zömök apatit), valamint a monzogránit oldalán feldúsuló nagyméretű plagioklász-fenokristályok, mikroklin-megakristályok és biotittáblák követnek. Ezek a határfelületek voltak a késő magmás olvadék, majd a magmás és metamorf fluidumok fő áramlási csatornáit is, melyeket mind a biotitban, mind a mikroklinben Ba-dúsulás fémjelez. Itt jöttek létre a környezeténél durvább szemcseméretű leukokrata kontaktzónák vagy a mikroklin-megakristály-feldúsulások. Ezekhez a kontaktzónákhoz hasonlóan a hibrid mafikus kőzetek jellemző leukokrata sírlek is, amelyekből a késő magmás felzikus olvadék be tudott szívárogni a mafikus kőzetbe. Ezekben a zónákban a legmagasabb a kálföldpát Ba-tartalma és az átalakulás mértéke is.

A mechanikai keveredés eredményeként jelennek meg a xenokristályok is. A felzikus olvadékban kivált plagioklász, biotit, esetleg mikroklin, míg a mafikus olvadékból kivált amfibol, ritkábban piroxén már kikristályosodott formájában került bele a másik olvadékba.

A hidegebb felzikus olvadék (néhány száz fokok különbség) a zárványmagmában a korai kiválású ásványok — kontakthatáshoz hasonló — aggregátumokba („csomókba”) történő átkristályosodását eredményezte (VERNON 1991). A táblás piroxén és léces amfibol apróbb szemcsékből álló aggregátumokká kristályosodott át.

A felzikus és mafikus magma hőmérséklete a magmafejlődés vége felé egyre jobban közelített egymáshoz (5. ábra). Amikor a mafikus olvadék viszkózitása már nagyobb lett, mint a felzikus olvadéké (inverziós hőmérséklet), a zárványmagma hőmérsékletének csökkenése lelassult, aminek az eredményeként egyre durvább szemcseméretű ásványok képződtek.

A lassú hűlés során megkezdődik a kémiai kiegyenlítődség, kémiai transzfer, illetve migráció (VERNON 1991). A felzikus olvadékban még jelen lévő komponensek — Si, K, P, vízgőz — bekerülnek a mafikus olvadékba, és részt vesznek a késő magmás ásványok kiválásában. Ennek megfelelően a késői kiválású ásványokhoz (mikroklin, savanyú plagioklász) köthető Na_2O és K_2O eloszlása szórta, nem különül el monzogránitra és mafikus zárványokra. Ezzel magyarázhatóak a mafikus kőzetekben a mikroklinben elszórtaan vagy a szemcseperemek közelében dúsuló apatit-tűk képződése is, melyek az amfibol és plagioklász jelentős

menyiségének kikristályosodását követően olvadékból való gyors kiválás eredményeként képződtek (SPRY 1969; TINDLE, PEARCE 1983).

A lassú hűlés során vált hangsúlyossá a K-túlkompensáció (DEBON 1991) is, amely során az eredetileg K-ban szegény mafikus olvadékból képződő mafikus mikrogranuláris zárványok káliumban gazdagabbak lettek, mint maga a káliumot szolgáltató felzikus olvadékból kiváló monzogránit. Ennek petrográfiai megnyilvánulása a zárványmagmában a késői kiválású, invazív, az intersticiális helyeket betöltő, majd egy-egy nagyobb kristállyá összenövő, akár centiméteres méreteket öltő erősen poikilites amfibol-, piroxén-, biotit- és plagioklász-zárványt tartalmazó mikrolinszemcsék megjelenése. A mikroclin invazív, poikilites jellege utal arra, hogy a mikroclin nem vált ki előzőleg a mafikus zárványokban (VERNON 1991). Hasonlóan képződtek a mafikus zárványokban megjelenő kvarcmedencék is, amelyek szintén a mafikus zárványokba beszivárgó felzikus olvadékból váltak ki.

A felzikus olvadék elősegíti a mafikus zárványokban a klinopiroxén uralitosodását, valamint az amfibol biotitosodását, hacsak a köréje kiváló mikroclin meg nem óvja a felzikus olvadék további hatásától.

A már majdnem megszilárdult mafikus kőzettestek közé beszivárgó felzikus olvadék, hajladozó leukokrata slírekben tört utat magának, néhol beszivárogva a mafikus kőzetbe, ahol elkülönült mikroclin-, illetve kvarcfoltok, -szegregációk jelzik a felzikus olvadék késői hatását. A leukokrata szegregációkba a mafikus olvadékból kivált amfibol-, titanit-, plagioklász- és biotit-xenokristályok kerültek bele. Ennek megfelelően kontaktusaik nem mindig élesek, a leukokrata slírek felől beszűrődések, míg a mafikus kőzetekből xenokristályok bekerülése figyelhető meg. Ezek a mafikus kőzeteket behálózó leukokrata szegregációk szintén a késő magmás olvadékok és fluidumok fő színterei. Ennek megfelelően a zárványmagmából kivált, a leukokrata szegregációkba xenokristályként bekerült ásványok alakultak át a legerőteljesebben, aktinolit, albit, prehnit és epidot megjelenésével.

A felzikus olvadék második reológiai küszöbét követően jelentek meg a korai törések mentén a felzikus olvadék késő magmás differenciátumának tekinthető szinplutoni telérek: aplit, mikrogránit és leukokrata monzogránit.

Összefoglalás

A Mórágvi Gránit Formáció kőzeteinek kialakulását a terepi, petrográfiai, ásványkémiai és teljes kőzetelemzések alapján tárgyalom.

A Mórágvi Gránit a korábbi elméletekkel ellentétben nem migmatitos autochton eredetű, hanem egy ÉNy–DK-i irányú kompresszióval jellemezhető feszültségtérben be-

nyomult intrúzió (MAROS et al. 2003), amely egy felzikus és egy mafikus olvadék keveredésével jött létre.

A monzogránit egyetlen felzikus olvadékból kristályosodott ki, egy időben a mafikus kőzetzárványokkal. A kezdetben elkülönülten fejlődött mafikus olvadék a felzikus olvadékba annak első reológiai küszöbének környékén nyomult be, majd szétszóródott és elkülönült zárványmagmákban fejlődött tovább. A hidegebb felzikus olvadék a mafikus olvadék korai fázisában kivált ásványait átkristályosította, ezáltal jöttek létre a mafikus mikrogranuláris zárványokra jellemző amfibol-aggregátumok. Ezt követően a két olvadék már együttesen fejlődött tovább, habár a kapcsolat közöttük korlátozott volt: elegyedés, valamint mechanikai keveredés.

Magmaelegyedésre utaló ásványkémiai bizonyítékok — a plagioklász labradoritos közbülső zónája, a mikroclin rapakivi jellegű szövete, valamint az amfibol enyhén tschermakitosabb pereme — kizárólag hibrid kőzetekből származnak. A monzogránitos, illetve mafikus kőzetekben mechanikai keveredés érvényesül. Ennek bizonyítékai a mafikus és felzikus olvadék között biotitban és akcesszóriákban dús határfelületek, valamint a xenokristályok (piroxén, amfibol, biotit, plagioklász). Ezek a határfelületek voltak a késő magmás olvadék, majd a magmás és metamorf fluidumok fő áramlási csatornái is. Ezekben a zónákban a legmagasabb a káliföldpát Ba-tartalma és az átalakulás mértéke is.

A magmafejlődés vége felé a mafikus és felzikus olvadék a kémiai egyensúly elérésére törekedett. A felzikus olvadék késő magmás differenciátuma (Si, K, P, vízgőz) beszivárgott a mafikus olvadékba, és ott kivált, aminek eredményeként képződtek a vékony apatitútták, a K-túlkompensáció során a poikilites mikroclin, valamint a kvarcmedencék.

A nagy tömegű, már majdnem teljesen megszilárdult mafikus kőzettestek közé késő magmás felzikus olvadék szivárgott be, amely hajladozó leukokrata slíreket, foltokat, szegregációkat alkot.

A felzikus olvadék második reológiai küszöbét követően a korai törések mentén több fázisban szinplutoni telérek nyomultak be a felzikus és mafikus olvadékból éppen megszilárduló gránittestbe. A magmás fejlődést követően az egész gránittestet egy felső zöldpala fáciesű, legalább kétfázisú metamorfózis bélyegezte felül.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondok mindazoknak, akik szakmai vitákkal, beszélgetésekkel segítettek gondolkodásomat, Balla Zoltánnak, Koroknai Balázsnak és Horváth Istvánnak, valamint Török Kálmánnak, hogy a kézirat lektorálásával hozzájárult a cikk jobbá tételéhez. A terepi és vágatokban készült fényképeket Gulácsi Zoltánnak köszönöm.

Ez a munka az RHK Zrt. támogatásával jött létre.

The Monzonite Centre and Folds in the Mórógy Granite Pluton (SW Hungary)

ZOLTÁN BALLA

Geological Institute of Hungary, H-1143, Budapest, Stefánia út 14.



Key words: folded pluton, folds, foliation, Hungary, interpretation, monzogranite, monzonite, mylonite, Transdanubia, Üveghuta

Abstract

The Mórógy Granite Pluton was studied in detail in the course of the exploration (1996–2009) of the Üveghuta Site (SW Hungary) for the National Repository for Radioactive Waste. Outcrops, trenches, boreholes and galleries were the objects studied. The type and origin of the rocks were described. Many thousands of measurements were performed to characterise the structure of the pluton.

In this work the previous measurements and observations are used and their interpretation is developed further. On the basis of this a new picture is outlined on the build-up of the Mórógy Granite Pluton.

The Mórógy Granite (340 Ma) consists of two main rock types: monzogranite and monzonite; these have their origins in the interaction of two magmas. From the mapping results it became clear that the monzonite centre of the whole Mórógy Block is located in the study area. This centre covers a 5 km-long and 1.5 km-wide area. With the help of drilling data the monzonite bodies were outlined; they are lens-shaped on the surface of the crystalline basement, and widen and merge towards the depths. The shapes of these bodies are the result of magmatic deformation. Their boundaries mark the later ductile deformation.

The ductile deformation accompanied the metamorphism (320 Ma). In its course very steep (S-type) and medium steep (C-type) foliations were generated; the latter are accompanied by mylonite strips. The C-type foliation appeared to be parallel with the rock boundaries. Both the foliation and boundary planes dip in two opposite directions. The two directions are symmetric, relative to the S-type foliation. This pattern suggests that the granite forms folds: limbs are formed by the rock boundaries and C-type foliation, whereas the axial plane is marked by the S-type foliation. Since the latter is almost vertical, tilting of the granite pluton during the tectonic movements (which occurred after the folding) was unlikely.

Between the strips with opposite dips, no gentle positions were observed for either the boundary or the foliation planes. Consequently, the folds are probably of a zigzag type. In spite of the great number of exposures (with many hundreds of metres of continuous trench, borehole and gallery sections) folds were not directly observed. In combination with the probable zigzag type of folds, this fact cannot serve as a disproof of the existence of folds.

The Bábaapáti Metasandstone forms slabs in the Mórógy Granite. It is composed of contact metamorphic rocks, i.e. it derives from the original country rock of the pluton. These tabular bodies are of tectonic origin: they penetrated the Mórógy Granite at great depths, and at significant temperature and pressure.



Introduction

The Mórógy Granite is composed of three major rock types: base granite, mafic enclaves and leucocratic dykes. These rocks are identifiable in the oldest and all the later descriptions, although the nomenclature has changed over time (BALLA 2009a). It has also been known for a long while (ROTH 1875, 1876a–b) that the granite pluton underwent

metamorphism, albeit of various intensities. This metamorphism was (in rare cases) strong enough to allow the term “gneiss” to be used (JANTSKY 1953). In the course of the exploration (1996–2009) of the Üveghuta Site for the National Repository of Radioactive Waste, numerous studies were carried out on the rocks of the Mórógy Granite Formation. The results have recently been summarised by GULÁCSI, KIRÁLY (2009) and KIRÁLY (2009a–b, 2010).

The dominant rock of the base granite is monzogranite, while that of the mafic enclaves is monzonite. The typical mafic mineral of the monzogranite is biotite, while that of the monzonite is amphibole. Aplite prevails among the leucocratic dyke rocks. The base granite and mafic enclaves were generated from mixing of two magmas. In numerous cases the mixing produced contaminated monzogranite and contaminated monzonite. The age of the magmatic rocks is 340 Ma (GERDES 2006, KLÖTZLI et al. 2004).

The author is not aware of any overview of structural studies of the Mórógy Granite. MAROS (2009) only wrote about the stress fields of the region. It should be added that according to JANTSKY (1979), the fields are NE–SW running, NW dipping—as shown on maps and sections—and lens-shaped bodies are characteristic of the Mórógy Granite. In the course of the exploration of the Üveghuta Site, extensive structural geological studies were performed. Their results have recently been summarised by KOROKNAI (2009a, b) and MAROS, KOROKNAI (2009). Many thousands of measurements were recorded. MAROS et al. (2004) confirmed the dominant strike and dip directions, and outlined the lens-shaped bodies. Furthermore, they distinguished the following structural elements of the Mórógy Granite: igneous (magmatic), ductile (foliation, mylonites) and rigid (faults) deformations.

The ductile deformation is connected with the metamorphism. The latter was interpreted by JANTSKY (1953) in terms of dynamometamorphism, whereas KOROKNAI (2009c) referred to it as regional metamorphism. They agreed that the deformation is present everywhere and its intensity varies considerably on the local level. While JANTSKY (1953) emphasised the variability of the intensity, KOROKNAI (2009c) regarded the overall presence of the metamorphism to be decisive. The author does not know about any analysis of the spatial variability of the intensity, and thus it can be regarded as an unsolved problem.

According to KIRÁLY, KOROKNAI (2004), the metamorphism is mainly demonstrated in the internal deformation and dynamic recrystallisation of magmatic minerals; newly formed minerals are subordinate. The latter are represented by: (i) myrmekite and flame perthite after magmatic microcline; (ii) epidote-clinozoisite, albite and prehnite after plagioclase; (iii) muscovite and low-Ti biotite after magmatic biotite, and (iv) actinolite after magmatic amphibole. Among the secondary minerals that have been recrystallised, quartz prevails strongly. Its microcrystalline texture, together with the stability of low-Ti biotite and actinolite offer arguments for defining the metamorphic conditions of the high-temperature part (>350 °C) of the greenschist facies. In one sample, based on the presence of Mg-hornblende without actinolite—moreover, presence of plagioclase without albite—it was assumed that the temperature could even have reached values typical for the transitional zone between the greenschist and amphibolites facies (500–550 °C). According to KOROKNAI (2009c and personal communication), on the basis of the characteristics of the quartz and the stability of the low-Ti biotite, the peak

of the metamorphism can be assigned to the high-temperature zone (>400 °C) of the greenschist facies; whereas actinolite, epidote-clinozoisite and prehnite crystallised while temperatures were decreasing. For the age of the metamorphism SHATAGIN et al. (2005) obtained 320 Ma using the Rb–Sr isochron method (apatite, titanite, plagioclase, microcline, whole rock, amphibole and biotite).

The structural pattern of the granite pluton has been influenced by igneous processes (and, later, ductile and rigid deformations) in different ways. The rock boundaries of igneous origin outline bodies which are of different composition. The shape of these bodies changed during the ductile deformation and metamorphism but no new rock boundaries were generated. The faults could have displaced these boundaries and in this way could have changed the rock bodies. The structural pattern, which might serve as the basis for understanding the igneous and metamorphic patterns of the granite pluton, needs to be investigated in the state it was in before the fault displacements. In order to do this the displacements should be restored. No data exist, however, on the magnitude (and mostly direction) of displacements which occurred upon the major faults and therefore there is no possibility for the restoration. Consequently, the structural pattern should be analysed in its present state and the fault displacements should be disregarded, i.e. it should be assumed that the displacements did not influence that pattern significantly.

The structural pattern of the Mórógy Granite Pluton is illustrated by numerous geological cross-sections: those on a scale of 1:10,000 can be found in BALLA, GYALOG (2003), GYALOG (2006, 2007) and GYALOG, MAROS (2008a, 2009) and on a scale of 1:5,000 in PEREGI (2003c–e), MAROS (2006, 2007), GYALOG, MAROS (2007a, 2008c) and BALLA (2007, 2009b). Geological maps of the surface and distinct horizons on the same scale of 1:5,000 were compiled by PEREGI (2003a–b) and GYALOG, MAROS (2007b–g, 2008b). However, no evaluation of the structural pattern of the granite pluton was presented in these graphical representations, and so far only a scheme (MAROS et al. 2004) has been published.

The goal of the present work is to outline the structural pattern of the Mórógy Granite Pluton on the basis of the measurements and observations performed and of the further development of the previous interpretations. First, the previously published concept, and then the general picture of the internal structure of the granite pluton will be outlined. Geochemical data, which can influence this picture, will also be discussed. Then the shape and position of the mafic bodies of the dominant monzonite composition (which can serve as markers in the analysis of the structural pattern of the pluton) will be analysed. After that analysis the most probable interpretation will be discussed; the latter postulates folding to be the main result of the ductile deformation of the Mórógy Granite Pluton, and the question will be examined as to whether folds are possible in granites at all. Finally, the position of the Bábaapáti Metasandstone

slabs in the Mórógy Granite Pluton will be analysed. This will be followed by a summary and conclusions.

The first step will be the analysis of the former concept which was postulated for the structural pattern of the pluton.

The Former Concept

In the concept (Figure 1) given by MAROS et al. (2004), the mafic bodies in the base granite are assumed to have been distributed within the pluton more or less evenly. They were already elongated along the contact when they intruded and their shape became complex, and irregular, but in general lens-like. The leucocratic dykes are close to perpendicular to the contacts and mafic bodies in the internal parts of the pluton and they branch closer to the contacts. The branches deviate upwards and tend to be parallel to the contacts. The “steep” ($\approx 85^\circ$) foliation follows the original, approximately vertical direction of the emplacement, whereas the “gentle” ($\approx 60^\circ$) foliation tracks the limbs of the dome of the pluton, along which the generating shear took place. In the deeper parts of the pluton, where the dip of the contact turns to be oppositely directed, the “gentle” foliation has preserved its orientation.

Unfortunately the picture given above, which contains and generates many ideas, was not satisfactorily explained.

It is not clear why the authors postulated that the distribution of the mafic bodies within the pluton is mainly even (A). They did not explain why two ductile deformations (B and C) of the uniform stress field led to different results: coaxial flattening, which resulted in the “steep” foliation, and simple shear, which generated “gentle” foliation. In essence their succession has been documented by one exposure (Photo 1) and one photomicrograph (Photo 2). However, these do not display an unambiguous picture.

In the central part of the exposure (Photo 1) the “gentle” foliation seems to cut the “steep” one, but to the right the relationship between them can be interpreted differently. In the photomicrograph (Photo 2) the influence of the “steep” foliation can be recognised on both the internal structure and the outlines of the strip of the “gentle” one. Consequently, its “transposition” on the “steep” foliation is not clear.

MAROS et al. (2004) regarded the structure of the Üveg-huta study area to be tent-like, as is expressed in the position of the (“gentle”, in reality medium-steep) foliation. They found two possible explanations for this phenomenon. In the first case this structure is a fold, and its generation also elucidates the position of the Bátaapáti Metasandstone bodies within the granite. According to the second explanation the north-western and south-eastern limbs of that structure originated from the two opposite limbs of the pluton dome with north-western and south-eastern dips;

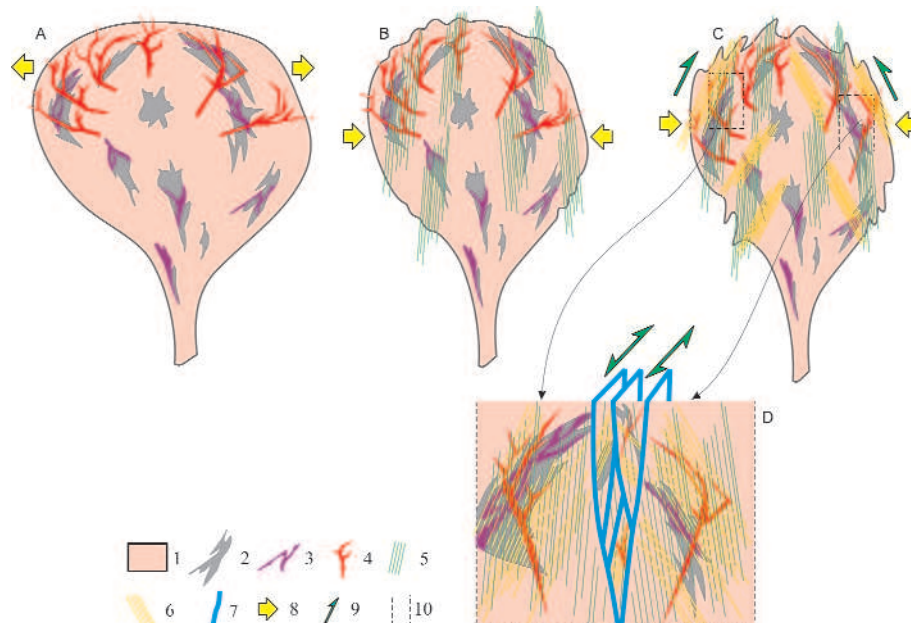


Figure 1. Sketch to illustrate the structural evolution of the Mórógy Granite Pluton

Figure 14 by MAROS et al. (2004) with some simplification. **A** emplacement and magmatic deformation, **B** flattening, **C** simple shear, **D** the result of the rigid deformation. 1—base granite, 2—mafic enclave, 3—contaminated base granite, 4—leucocratic dyke, 5—“steep” foliation, 6—“gentle” foliation, 7—fault zone, 8—compression or extension, 9—shear, 10—original position of the blocks within the pluton (could be before or beyond the plane plotted)

1. ábra. A Mórógyi Gránit-test szerkezeti fejlődésének sematikus modellje

MAROS et al. (2004) 14. ábrája, némi egyszerűsítéssel. **A** benyomulás és magmás deformáció, **B** lapulás, **C** egyszerű nyírás, **D** a töréses elmozdulások eredménye. 1 – alapgránit, 2 – mafikus zárvány, 3 – kontaminált alapgránit, 4 – leukokrata telér, 5 – „meredek” palásság, 6 – „lapos” palásság, 7 – töréses öv, 8 – nyomás- vagy húzásirány, 9 – nyírásirány, 10 – a tömbök eredeti helyzete a plutonban (az ábrázolt sík előtt vagy mögött is lehetett)



Photo 1. Two foliations in an exposure

After KOROKNAI (2009b, Table XX, Photo 2). Blue = “steep” foliation, red = “gentle” foliation

1. fénykép. Kétféle palásság kibúvásában

KOROKNAI (2009b, XX. tábla, 2. fénykép) nyomán. Kék = „meredek” palásság, piros = „lapos” palásság



Photo 2. Two foliations in a photomicrograph of an oriented thin section

Figure 2 by MAROS et al. (2004). Blue = “steep” foliation (oriented quartz, biotite and feldspar), red = “gentle” foliation

2. fénykép. Kétféle palásság irányított csiszolatban

MAROS et al. (2004) 2. ábrája. Kék = „meredek” palásság (irányított kvarc, biotit és földpát), piros = „lapos” palásság

they arrived in their present position by a strike slip (Figure 1, D). In the frame of the first version the absence of hinge zones was explained by later erosion. In the frame of the second one it was tacitly assumed that the south-eastern dip, characteristic of the south-eastern block, can be traced further to the outer contact of the pluton.

It can easily be imagined that the absence of hinge zones cannot be explained in terms of posterior erosion since these zones should also exist within the folds (Figure 2, A)—if they existed at all. The presence of the hinge zones is not necessary: in the case of zigzag folds (Figure 2, B) they have not evolved and thus their absence does not need any specific explanation.

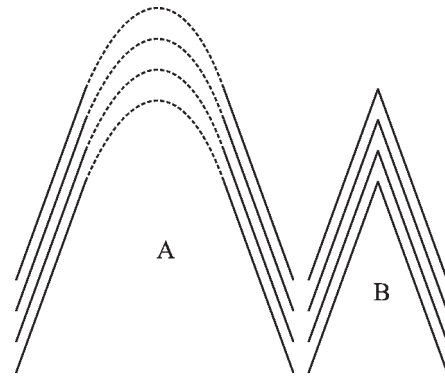


Figure 2. Fold types, which could have taken place within the Mórógy Granite Pluton

A = similar fold, B = zigzag fold

2. ábra. A Mórógyi Gránit-testben számbavehető redőtípusok

A = hasonló redő, B = cikcakkos redő

It is clear from the mapping results (KOROKNAI 2006) that the south-eastern dips are restricted to very limited areas, and beyond the latter north-western dips again are dominant. As a consequence, the south-eastern block cannot have originated from the original south-eastern part of the pluton.

The main conclusion from the picture outlined above is that this is the first occurrence of the idea about the folds in the Mórógy Granite Pluton; these are depicted by the changes in the dip directions of the “gentle” foliation.

Prior to the analysis of this idea the general picture of the internal structure of the granite pluton will be outlined.

The General Picture of the Interiors of the Granite Pluton

The structural pattern of the Mórógy Granite Pluton, in essence, only started to become understood during the Üveghuta exploration. First, BALLA (2004) stated (p. 78) that in the study area “on the upper part of the granitic basement, a monzonitic body with a minimum 1.2 km² surface area was outlined. In the monzonitic «body» monzonitic rocks are prevalent, but monzogranitic rocks also appear sporadically”.

This idea was further developed by GULÁCSI, PEREGI (2006); they wrote (p. 88) that “a 4 km-long and 200–750 m-wide central monzonite body of NE–SW strike, which is accompanied from both north-west and south-east by smaller monzonite bodies of the same strike [is observable]. The south-western termination of the central monzonite strip [...] is anastomosing and gradually disappearing in the monzogranite. The style of the north-eastern termination is probably similar”. This concept is reflected in the detailed geological map of the pre-Cenozoic basement (Figure 3). On this map it can be clearly seen that mafic bodies are concentrated in the middle of the study area but are practically absent the further one goes from the middle. This

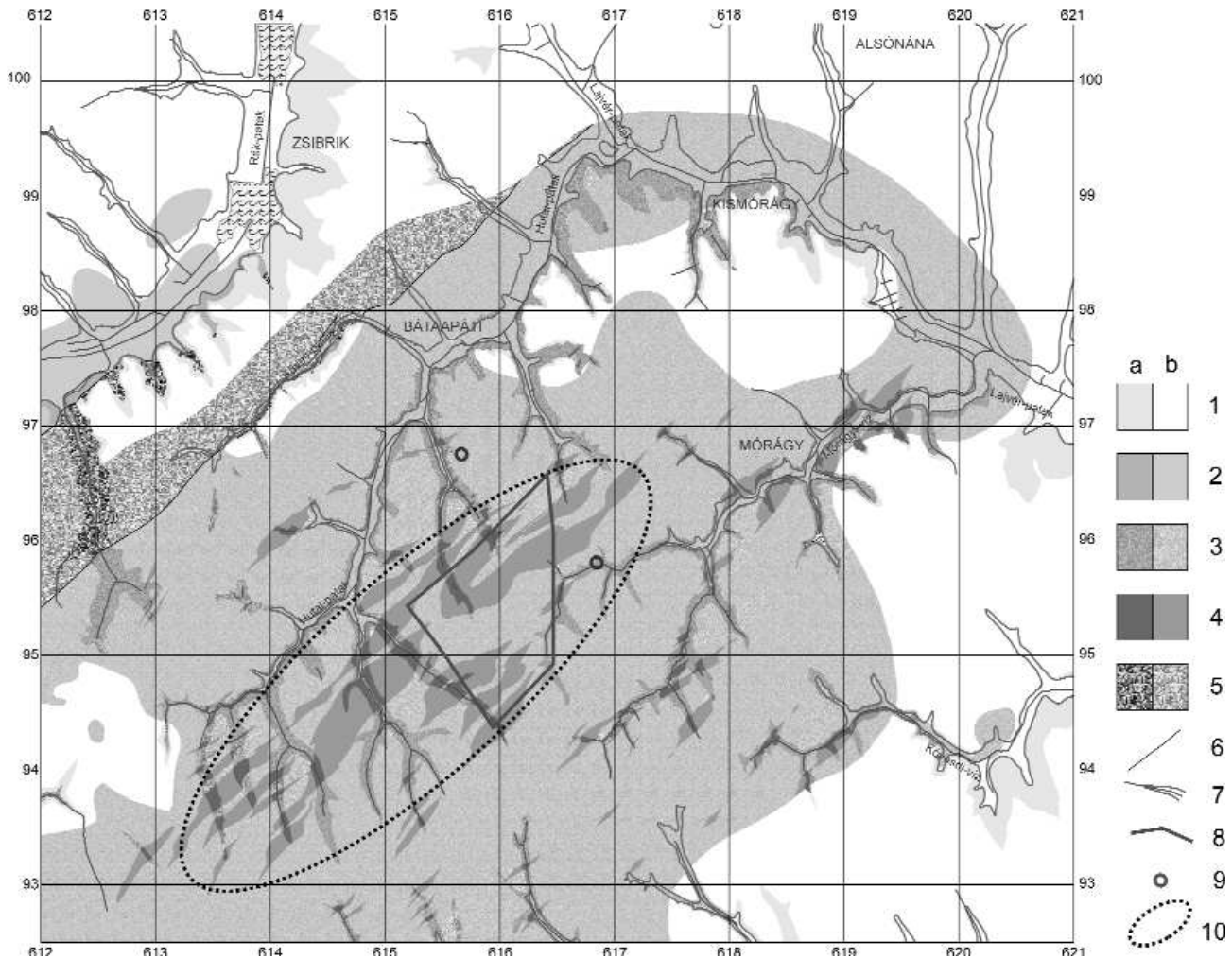


Figure 3. Geological Map of Pre-Quaternary sequences

After BALLA et al. (2009), simplified. a = exposed, b = covered (Quaternary sediments in a topographically lower position than Miocene ones [within the contour of the alluvium] are not separated from the covered Miocene). 1—Miocene sediments, 2—Jurassic sediments, 3—monzogranites, 4—monzonites and contaminated rocks, 5—Lower Palaeozoic metamorphic rocks, 6—boundary of the Mecsek-alja Zone (the major tectonic zone of the region), 7—rivers, brooks etc. and the boundary of their alluvium, 8—the area with a high density of boreholes, 9—separate borehole, 10—contour of the area with a concentration of monzonites

3. ábra. A prekvarter képződmények térképe

BALLA et al. (2009) nyomán, egyszerűsítve. a = kibúvásban, b = fedetten (a miocén mezőknek azon a részén, amely térszínileg a miocén üledék kibúvásai alá esik, de az alluvium határán belül van, a kvarter üledék nincs elkülönítve a fedett miocéntól). 1 – miocén üledékek, 2 – jura üledékek, 3 – monzogranitok, 4 – monzonitok és kontaminált kőzetek, 5 – ópaleozoos metamorfitek, 6 – a Mecsek-alja-öv határa, 7 – felszíni vízfolyás és alluviumának határa, 8 – mélyfúrásokkal összefüggően feltárt terület, 9 – különálló mélyfúrás, 10 – a monzonitdús terület körvonala

idea was also taken up by PEREGI, GULÁCSI (2007); KIRÁLY, GULÁCSI (2008) and GULÁCSI, KIRÁLY (2009) in essence also accepted it.

It is a fundamental question as to how the proportion of the mafic rocks changed with depth. The answer can be expected from drilling data. The rate of contaminated and monzonitic rocks within the area with a high density of boreholes (Figure 3, 8) rises from 38% (200 m a.s.l., Baltic System) to 68% (–20 m a.s.l., Baltic System), and the rising is quite regular (Figure 4).

The recent galleries do not even give in principle the possibility to check this conclusion: they were driven on the eastern part of the area with a high density of boreholes, where the rate of the monzonite bodies decreases; they are oriented out of the concentration of these bodies and all of them fall into the same gentle or horizontal plane.

With the extrapolation of this trend, it can be concluded that around 300–400 m below sea level the monzogranites disappear, and a uniform mafic-contaminated body is outlined. This means that the bodies dispersed on the surface of the pre-Cenozoic basement are united into one body. If this trend does not continue below the –20 m horizon, there would be no possibility to say anything about the general picture of what exists in the depths. However, in the depth interval studied, even in that case, it can be supposed that many of the mafic bodies will unite and grow with the depth.

Thus a very important peculiarity of the structural pattern of the Mórággy Granite Pluton consists in the appearance of a group of monzonite lenses south of the Village of Bátapáti; in these the proportion and the size of the mafic rocks increase with the depth.

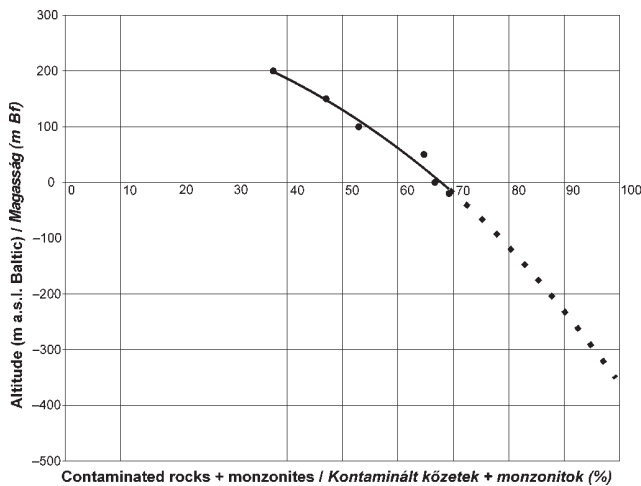


Figure 4. Change of the rate of contaminated and monzonitic rocks with metres a.s.l. (Baltic System) in the area explored by drilling (Figures 3, 8–9)

The graph was constructed on the basis of the drilling data, which exactly fall into a distinct horizon. All other choices would have made the data collection and plotting rather complicated. All of them would have brought subjectivity, e.g. in selection of intervals and/or through the calculation of average values. It is of low probability that the result would have been changed

4. ábra. A kontaminált és monzonitos kőzetek hányadának változása a fúrásokban a m Bf magassággal a mélyfúrásokkal érintett területen (3. ábra, 8–9.)

A diagram szerkesztéséhez az adott szintekbe eső fúrási adatokat használtam. Minden más megoldás meglehetősen bonyolulttá tette volna az adatgyűjtést és a szerkesztést (amellett, hogy szubjektivitást vitt volna bele, pl. az intervallumok kijelölésével és az elkerülhetetlen átlagolásokkal), s nem valószínű, hogy más eredményre vezetett volna

Nevertheless, the concept outlined by KIRÁLY (2009a, 2010) concerning the enclave magmas at first sight does not conform with the picture given above and that is why it will be discussed below.

On the “Magma Enclaves”

According to KIRÁLY (2009a, p. 162) “the mafic melt [...] evolved in magma enclaves [...]; these were not in direct contact with each other. The more variable image and more dispersed composition of the monzonitic rocks is the result of this process. The trends of [...] e.g. TiO_2 [...] as a function of [...] MgO splits into two or more branches from monzogranite towards the monzonitic rocks, or becomes more dispersed”. The critical element of this concept is: what is the size of the area to be characterised by it? The original data set is composed of 193 analyses which characterise the Mórággy Granite¹ as a whole. Only two out of 147 data coming from the area with a concentration of monzonites (Figure 3, 10) do not fit into the range defined by the other analyses. In this data set most of the monzonite analyses (43–2 = 41) lie in the continuation of the trend of monzogranites (104 analyses, Figure 5). Thus the segregated evolution of the “magma enclaves” is not only inconsistent with the geochemical data but the latter positively disprove it. 95% of monzonites seem to be products of a uniform differentiation, i.e. they originated from the same melt. The rocks of the two “outstanding” samples can only be derived from “magma enclaves”; however, their role is negligible.

On the other hand, outside the area with a concentration of monzonites (Figure 6). 13 of the 18 monzonite analyses do not fit the range (Figure 7). Here, other differentiation trends are definitely expressed. The reason is that the mafic melt was primarily concentrated in the area with abundant monzonites and magma portions; the latter were torn off and separated and the mafic melt moved into areas further away.

¹ 26 of them are from KIRÁLY (2002), the rest were produced during the Üvegghuta exploration of 1995–2005.

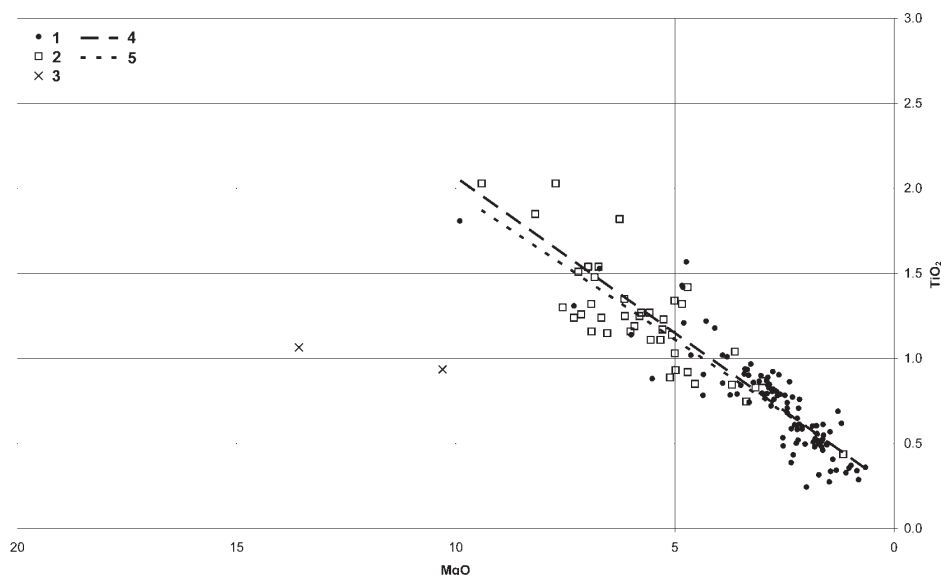


Figure 5. TiO_2 versus MgO contents of the base granite and mafic enclaves in the area with a concentration of monzonites (Figure 3, 10)
1—monzogranite, 2—monzonite of the general trend, 3—monzonite out of the general trend, 4—monzogranite trend, 5—general monzonite trend

5. ábra. Az alapgránit és a mafikus zárványok TiO_2 -tartalma a MgO -tartalom függvényében a monzonitdús területen (3. ábra, 10.)

1 – monzogránit, 2 – monzonit az általános trend szerint, 3 – monzonit az általános trenden kívül, 4 – monzogránittrend, 5 – általános monzonittrend

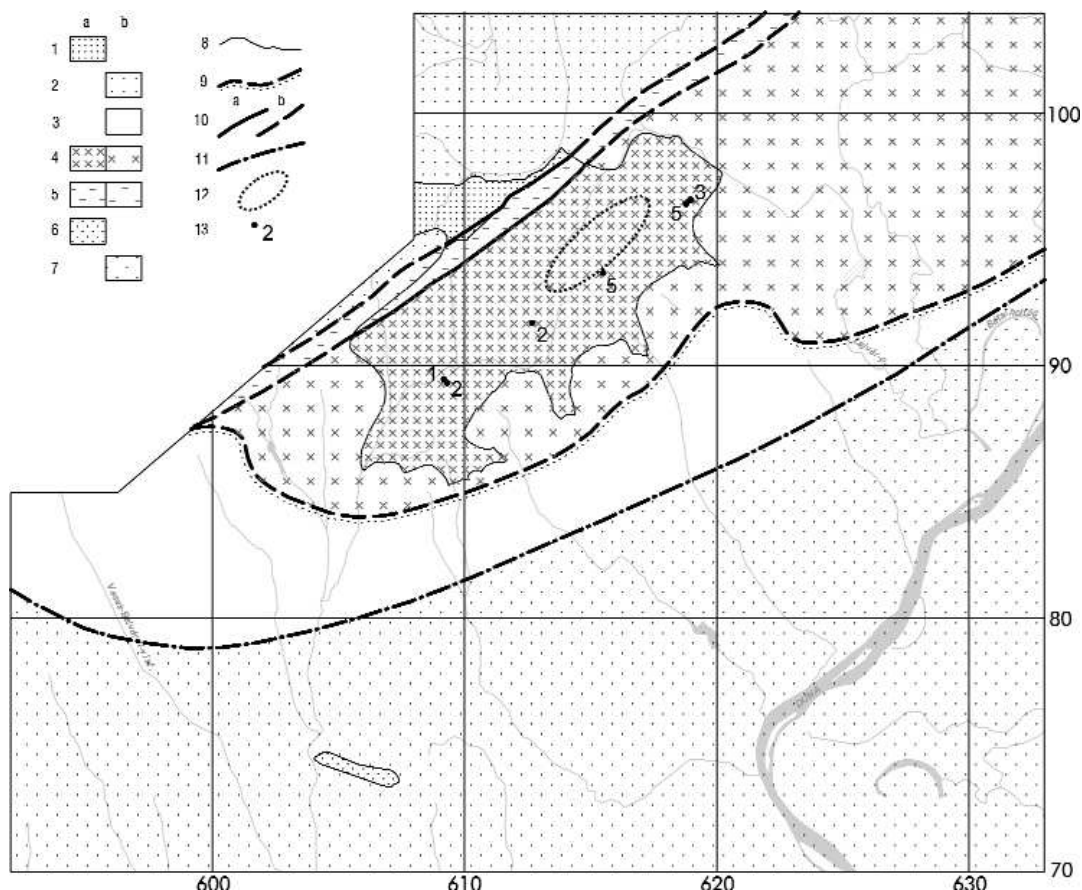


Figure 6. Position of the monzonite samples taken beyond the area with a concentration of monzonites in the Mórággy Block
 a = exposed, b = covered. 1–7—geological sequences: 1–5—Mecsek-type sequences: 1—Vasas Marl ($^{\text{v}}\text{J}_2$), 2— T_3 -J, 3—Jakabhegy Sandstone ($^{\text{j}}\text{T}_1$), 4—Mórággy Granite ($^{\text{m}}\text{C}_1$), 5—Ófalu Group ($^{\text{o}}\text{Pz}_1$); 6–7—Villány-type sequences: 6—Máriakéménd Limestone ($^{\text{m}}\text{J}_2$), 7—P, T_2 , J; 8–11—geological boundaries: 8—on the surface, 9—transgressive boundary of the Jakabhegy Sandstone ($^{\text{j}}\text{T}_1$), 10—boundary of the Mecsekalja Zone, 11—southern boundary of the Mórággy Granite ($^{\text{m}}\text{C}_1$); 12–13—other signs: 12—outlines of the area with a concentration of monzonites, 13—monzonite samples beyond the area with a concentration of monzonites (Figures display the number of samples taken from a sampling point)

6. ábra. A monzonitdús területen kívül vett monzonitos minták helyzete a Mórággy-rög területén

a = felszínen, b = fedetten. 1–7 — földtani képződmények: 1–5 — mecseki típusú képződmények: 1 — Vasasi Márga ($^{\text{v}}\text{J}_2$), 2 — T_3 -J, 3 — Jakabhegyi Homokkő ($^{\text{j}}\text{T}_1$), 4 — Mórággyi Gránit ($^{\text{m}}\text{C}_1$), 5 — Ófalu Formációcsoport ($^{\text{o}}\text{Pz}_1$); 6–7 — villányi típusú képződmények: 6 — Máriakéméndi Mészakő ($^{\text{m}}\text{J}_2$), 7 — P, T_2 , J; 8–11 — földtani határok: 8 — a felszínen, 9 — a Jakabhegyi Homokkő ($^{\text{j}}\text{T}_1$) transzgressziós határa, 10 — a Mecsekalja-öv határa, 11 — a Mórággyi Gránit ($^{\text{m}}\text{C}_1$) D-i határa; 12–13 — egyéb jelek: 12 — a monzonitdús terület körvonala, 13 — a monzonitdús területen kívüli monzonitos minták helyzete (a számok az adott pontból származó minták mennyiségét jelzik)

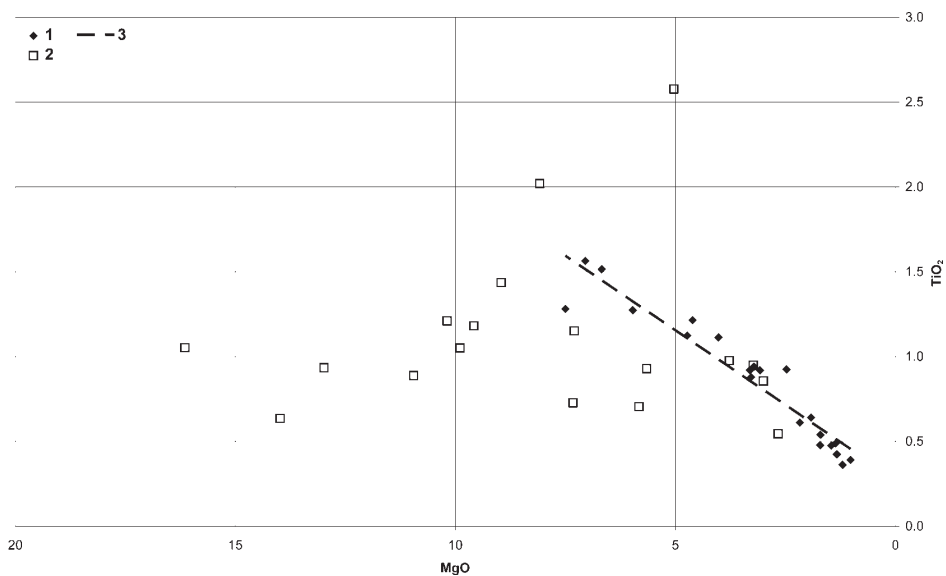


Figure 7. TiO_2 versus MgO contents of the base granite and mafic enclaves outside the area with a concentration of monzonites in the Mórággy Block
 1—monzogranite, 2—monzonite, 3—monzogranite trend

7. ábra. Az alapgránit és a monzonitos kőzetek TiO_2 -tartalma a MgO-tartalom függvényében a monzonitdús területen kívül

1 — monzogranit, 2 — monzonit, 3 — monzogranittrend

These portions can indeed be regarded as “magma enclaves”.

Thus the geochemical data point to the area with a concentration of monzonites and this is the centre of the Mórág monzonite “magmatism”; furthermore, it is in harmony with the distribution of the monzonitic and contaminated rocks on the surface of the pre-Cenozoic basement. However, the geochemical data do not give any information about, or even act as a constraint on details on the internal structural pattern of the area with a concentration of monzonites.

Having briefly considered the “magma enclaves”, the analysis of the structural pattern of the granite pluton with the discussion of the shape of the mafic bodies will be outlined.

The Shape of the Mafic Bodies

The elongated, closed bodies of monzonites and contaminated rocks are cm- to km-long and mm- to 400 m-wide (the maxima are related to the surface of the pre-Cenozoic basement).

The small mafic enclaves in drill cores and exposures are definitely lens-shaped. Where they have remained within the core or exposure it could be stated that they have wedged out in both directions. During the mapping of the galleries, sharp outlines of the bodies in the range of a metre to tens of metres were often observed. The real shape of the bigger bodies, however, was impossible to detect directly: where the galleries are at greater distances and partly perpendicular to each other, no big mafic occurred.

Most of the data concerning the shape of the big mafic bodies come from the surface of the pre-Cenozoic basement, and the picture which emerges from the basement provides the best approximation. On the map, that shape can be described in terms of elongated lenses. It is more than likely that the shape in vertical cross-sections is similar.

The elongated lens shape of the big mafic bodies can easily be explained by the NW–SE oriented compressive stress field, which resulted in the magmatic deformation (KOROKNAI 2009a). The question is: how can the information from the mapping of the galleries be harmonised with the general pattern of the basement surface? The answer probably is, that the bigger bodies became much more elongated during the magmatic deformation than the smaller ones. As a consequence, the shape of the latter cannot serve as a model for understanding the shape of the big bodies. Based on the two sets of observations, it can be supposed that the big elongated lens-shaped bodies are accompanied by swarms of smaller stocky bodies.

The next step in the discussion of the structural pattern of the granite pluton is the analysis of the position of the mafic bodies.

The Position of the Mafic Bodies

Elongated lens-shaped bodies mostly dip in a north-western direction, but opposite—south-eastern—dips also occur. There are two possibilities for the explanation of the geometry of the opposite dips. The difference between them consists in whether the dipping plane (in the relevant case, the rock boundary) really does tilt, or does it turn across (Figure 8). If there are no direct observations which can lead to the preference of one of these interpretations, the only basis for distinguishing sedimentary sequences is the incrementally younger age indicated by the direction of the beds. In a granite pluton its equivalent could be the direction towards the mantle; however, no criteria are known for distinguishing it from the direction towards the root. Absence of such criteria forces one to analyse the possibilities (Figure 9).

The oscillation of the dip directions in the borehole logs could present the most obvious appearance of the tilt across. However, if the dip direction in a borehole is constant for some hundreds of m but opposite to that in other boreholes, the turn across seems to be more probable. Since the

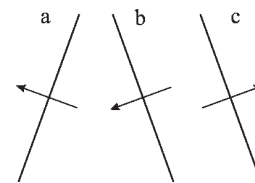


Figure 8. The tilt and turn across a dipping plane

Arrow = direction towards the younger beds or towards the mantle; a = original situation, b = situation after the tilt across, c = situation after the turn across

8. ábra. Dőlő elem átbillenése és átfordulása

Nyíl = fiatalodás vagy a fedő iránya; a = alaphelyzet, b = átbillenés utáni helyzet, c = átfordulás utáni helyzet

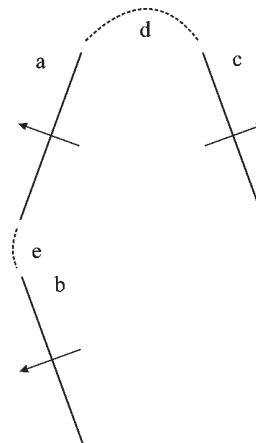


Figure 9. Respective relationships of the tilted and turned across elements compared with the original ones

d = relationships between the tilted across element compared with the original ones, e = relationships between the turned across element compared with the original ones; for other captions, see below Figure 8

9. ábra. Átbillent és átfordult elem kapcsolata az eredetivel

d = eredeti és átfordult elem kapcsolata, e = eredeti és átbillent elem kapcsolata, a többi jelölés magyarázata a 8. ábra alatt

regional dip is mostly towards the north-west, fold pairs—i.e. flexures—can be assumed.

All this leads to the question of whether the supposition of folds in the Mórógy Granite Pluton seems to be probable or not.

Folds in the Mórógy Granite Pluton?

As a starting point, it should be emphasised that both types of the dip oscillation (tilt and turn across) mean bends, which belong to the category of folds. The two types only differ in the position of the fold axis: it is approximately horizontal in the case of the tilt across and vertical in the case of turn across. Of course, other models can also be found (e.g. Figure 10), but their interpretation

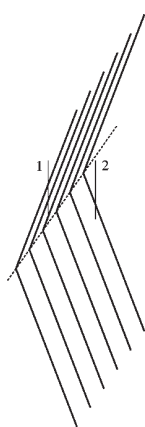


Figure 10. Opposite dips in two neighbouring boreholes with tilt across 1 and 2 = boreholes; continuous line = layer boundary, dashed line = trace of the axial plane of the fold

10. ábra. Ellentétes dőlés két szomszédos fúrásban átbillenéssel 1 és 2 = fúrások; folyamatos vonal = réteghatár, szaggatott vonal = redő tengely síkjának nyomvonala

and plotting on maps and sections would generate additional problems.

Folds appear due to folding. Folding of the Mórógy Granite can be supposed on the basis of the analysis of the position of the structural elements. KOROKNAI (2009a) distinguished four types of magmatic structural elements: rock boundaries, contamination surfaces, planes of the lenticular monzonite enclaves and leucocratic dykes. The first two are primarily characteristic for the structural pattern of the granite pluton and therefore they are discussed first.

The rock boundaries (1477 data) and the contamination surfaces (933 data) principally display the same distribution around a bigger, NW 65° and a smaller, SE 65° maxima. The enclaves (842 data) uniformly dip towards the NW and are scattered around a much steeper, about 75° maximum. The most significant dip maximum of the leucocratic dykes (1839 data) is around SE 25°, which is a good approximation perpendicular to the NW maximum of the rock boundaries and contamination surfaces. Of the three remaining maxima, that around NNW 45° is stronger than the others; it is just about perpendicular to the SE maximum of the rock boundaries and the contamination surfaces (Figure 11).

This perpendicularity is quite understandable if the rock boundaries and contamination surfaces are related to the stretching, and the dykes to the extension. In this way they uniformly depict the magmatic deformation. The whole picture is almost symmetric to a vertical plane. The plane of the lenticular enclaves is, in the first approximation, parallel to the outer boundaries of the enclaves, so it should display a distribution similar to that of the rock boundaries. This is, however, not true: the planes of the enclaves differ from those of rock boundaries and are closer to the symmetry plane. From a phenomenological point of view this difference can be explained by the fact that the enclaves are small

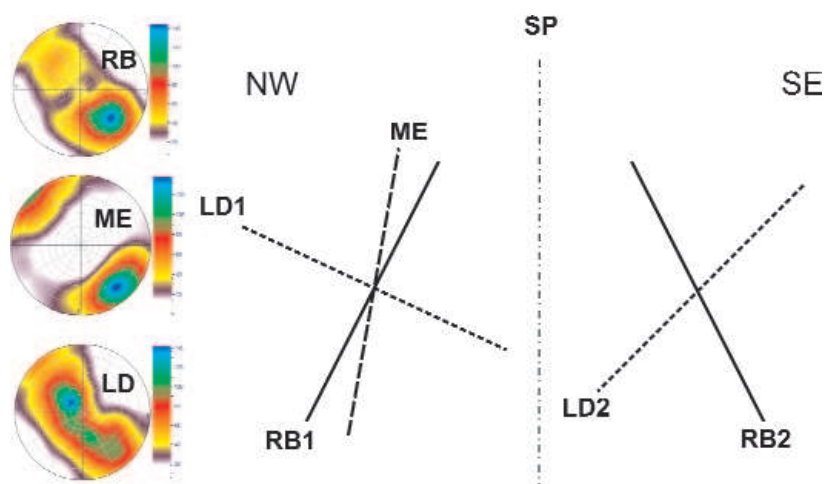


Figure 11. Comparison of the maxima of the magmatic structures

RB = rock boundary and contamination surface, ME = mafic enclave, LD = leucocratic dyke, SP = symmetry plane, 1 and 2 = groups. Stereoplots are lower-hemisphere projections, taken from KOROKNAI (2009a)

11. ábra. A magmás szerkezetek maximumainak összevetése

RB = közhathatár és kontaminációs felület, ME = mafikus zárvány síkja, LD = leukokrata telér, SP = szimmetriasík, 1 és 2 = csoport. A sztereogramok alsófélgömb-vetületek, forrásuk KOROKNAI (2009a)

bodies, while rock boundaries and contamination surfaces characterise big bodies. In other words, it can be seen that the dominant dip angle depends on the size of the bodies.

Since the structural pattern is mainly controlled by the big bodies, the following analysis will be focused on the maxima of the rock boundaries (and contamination surfaces); the fact that the mafic enclaves are steeper will temporarily be ignored. The dips of the rock boundaries and of the dykes are generally scattered in a NW–SE-oriented strip with a supposable NE–SW axis. This axis is obviously located within the symmetry plane mentioned above. The distribution of both contamination surfaces and enclaves in principle fit into the same picture, although they alone would not be sufficient to outline it.

Folding is often accompanied by foliation. The rocks of the Mórógy Granite Pluton are foliated to a variable extent and that is why comparison of the position of the foliation with that of the magmatic structures is possible. On the basis of the optical scanning of drill cores two foliations of different dips were distinguished (KOROKNAI 2009b):

1) Very steep foliation (1950 data) gives a maximum of NW 83°. It originated by coaxial flattening and can be qualified after BERTHÉ et al. (1979) as S-type foliation.

2) The medium steep (former “gentle”) foliation (2988 data) displays a stronger maximum at NW 58° and a weaker one at SE 58° (Figure 12). This foliation originated from simple shearing and can be qualified after BERTHÉ et al. (1979) as C-type foliation. Mylonites are essentially the strongest expression of that foliation.

The maxima of the medium steep C-type foliation and of the mylonites are close to those of the rock boundaries and contamination surfaces, whereas the maximum of the S-type foliation is close to the symmetry axis of the magmatic structures.

The coincidence can be explained in terms of a supposition that the C-type foliation (together with the mylonites) usually follows the rock boundaries and contamination surfaces, whereas the S-type foliation follows the symmetry plane of all of them. Thus a general picture is outlined (Figure 13), in which the C-type foliation forms slid surfaces along the rock boundaries, whereas the S-type foliation falls into the axial plane of the related folds.

Both of them are products of the same process—folding—so there is no need to discuss their succession. The synchrony of the two foliations is clearly confirmed by the position of the elongated quartz lenses which originated due to the metamorphism; this is best seen in the core-scanner images (Figure 14): distinct quartz grains frequently bend from one foliation into the other, but they are neither cut nor displaced. Flexure-type bends rarely occur, and both types (S bends C and C bends S) can be seen.

In the picture outlined the enclaves are steeper because they turned towards the D-type foliation (MAROS et al. 2004), i.e. toward the axial plane. It is obvious that rotation of that type would mainly have affected the small bodies, which could have rotated more easily relative to their surroundings than the bigger bodies.

It should be noted concerning the S-type foliation that in numerous boreholes it also has a SE-dipping maximum. In the summary stereoplot (Figure 12, SF) it merges with the NW one. The second maximum point to the symmetry plane should be regarded as vertical and the existence of two maxima should be explained. The two maxima probably appear due to the fact that most of the data were obtained in vertical boreholes, in the core of which the vertical and nearby planes (with a cutting angle around 0°) are much rarer than might be expected. Since the dips towards the NW are strongly prevalent, the summary picture also displays a NW maximum.

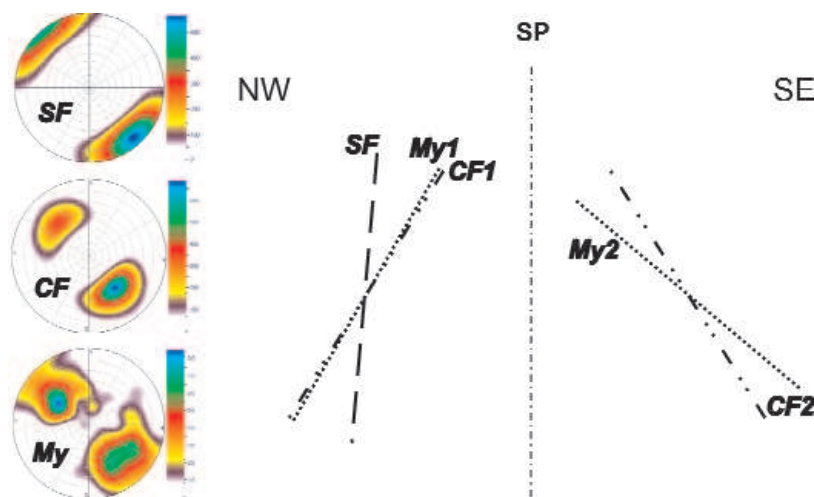


Figure 12. Comparison of the maxima of the foliation and mylonites

SF = very steep (S-type) foliation, CF = medium steep (C-type) foliation, My = mylonites, SP = symmetry plane; 1 and 2 = groups. Stereoplots are lower-hemisphere projections, taken from KOROKNAI (2009b)

12. ábra. A palásság és milonitok maximumainak összevetése

SF = nagyon meredek (S) palásság, CF = közepesen meredek (C) palásság, My = milonitok, SP = szimmetriasík; 1 és 2 = csoport. A sztereogramok alsófélgömb-vetületek, forrásuk (KOROKNAI 2009b)

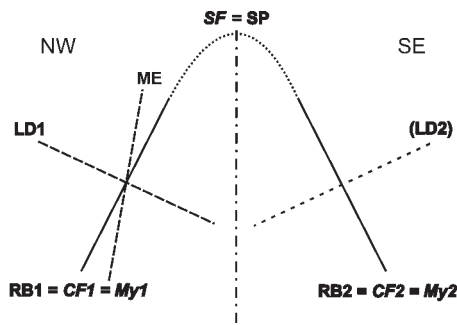


Figure 13. Synthesis of the magmatic structures and foliations

Within Group 2 the expected and not the measured dip of the mylonites and leucocratic dykes is taken into account. For captions see Figures 11 and Figure 12

13. ábra. A magmás szerkezetek és a palásság szintézise

A 2. csoportban a milonitok és a leukokrata telérek várható és nem a valóságos dőlésével számoltam. Jelmagyarázat a 11. és 12. ábra alatt

PENNACCHIONI, MANCKTELOW (2007) demonstrated that foliation and mylonites in granites can be controlled by planar inhomogeneities. In the Mórággy Granite this can be true for the C-type foliation, despite the fact that both this foliation and the mylonites are often independent of magmatic inhomogeneities.

An obvious problem of the interpretation is that the inferred folds were nowhere observable. The only tool for solving this problem is to suppose a zigzag shape for the folds. In that case the bends in the hinges are very sharp, and the granite in them is broken so much that nothing except for the change in the dip orientation can be seen.

The problem of whether folds were observed in granites anywhere at all can also be considered and this is dealt with below.

Folds in Granite in General?

The problem of the folding of granite has arisen in professional circles over the last decade and it remains an issue of dispute. For example, PIMENTA et al. (2004) considered that folds in NW Portugal originated by magma adaptation to the earlier metasedimentary structures. WHITE (2005) in turn supposed that the granite of New South Wales (Australia) was folded after the S- and C-type structures and mylonites were formed (Figure 15). Based on an extensive overview of the literature he concluded that folded granites have very rarely been discussed. Among the rare examples, an abstract of MOHAJEL (2003) is cited, but this does no more than mention folds in granite.

The concept put forward by WHITE (2005) was accepted by LENNOX et al. (2006) and WHITE et al. (2006) in posters available on the internet. So, the idea seems to be attracting more attention.

As seen, the existence of folds in granites was also postulated in the course of the study of other regions of the world. It is postulated here that the solution to the problem can probably be promoted by the study of the Mórággy Granite Pluton. A difference from the Wyangala Granite

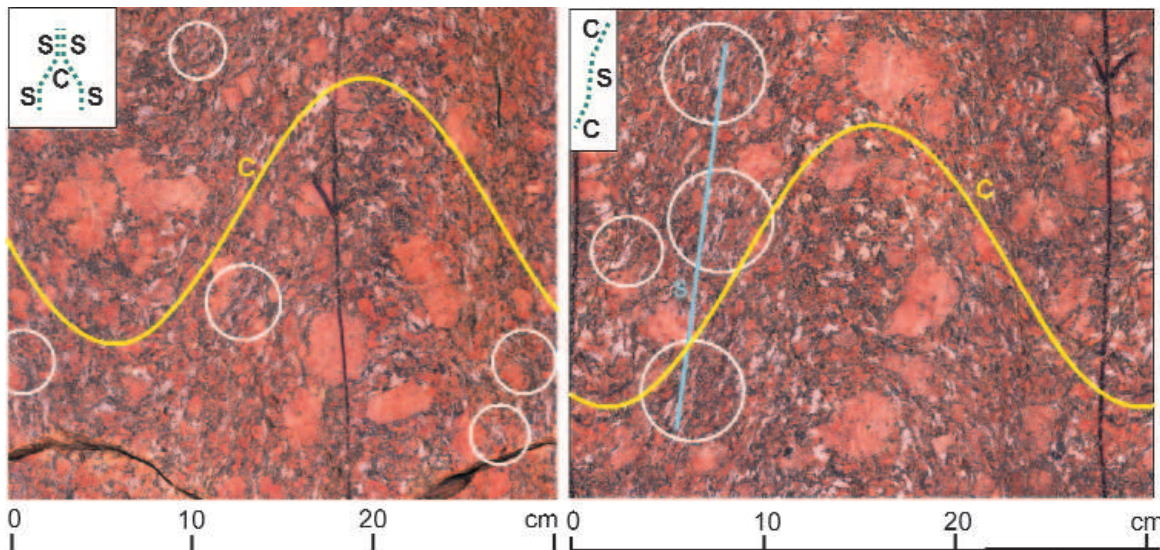


Figure 14. Quartz lenses due to the metamorphism in the planes of both foliations

From the core-scanner database by MAROS et al. (2003). The photographs display the cylindrical surfaces of the drill cores, which are unfolded into planes. The left and right rims of the images cover each other in a 2.5 cm-wide strip. Any planar object which cuts the core—e.g. a foliation plane—appears as a sinusoid. C = shear-originated foliation (yellow), S = coaxial flattening-generated foliation (blue). The latter is approximately parallel with the core axis (which is marked on the core surface by a black line; the arrow on it shows the direction of the drilling), i.e. vertical. Flexure-like quartz lenses are seen in the centre of the white circles. The interpretation of these flexures is seen in the top left corner of the images

14. ábra. Metamorf átkristályosodással keletkező kvarclencsék a kétféle palásság síkjában

MAROS et al. (2003) magzkennelési adatbázisából. A fényképek fűrőmagok hengerfelületének síkba kiterített képét mutatják. A képek bal és jobb szélé kb. 2,5 cm-rel átfedi egymást. A képeken bármely, a fűrőmagot átszelő síkszerű elem – így a palásság is – szinuszoidaként jelentkezik. C = nyírással keletkező palásság (sárga), S = koaxiális lapulással keletkező palásság (kék). Az utóbbi közelítőleg párhuzamos a fűrőmag tengelyével (ez utóbbit jelzi a mag felületén lévő fekete vonal, a rajta lévő nyíl a fúrás mélyítési irányát mutatja), azaz a képen közel függőleges. A kétféle palásság viszonyát jellemző kvarcflexurák a fehér körök középpontjában láthatók. A flexurák értelmezését az ábrák bal felső sarkában lévő vázlat mutatja be

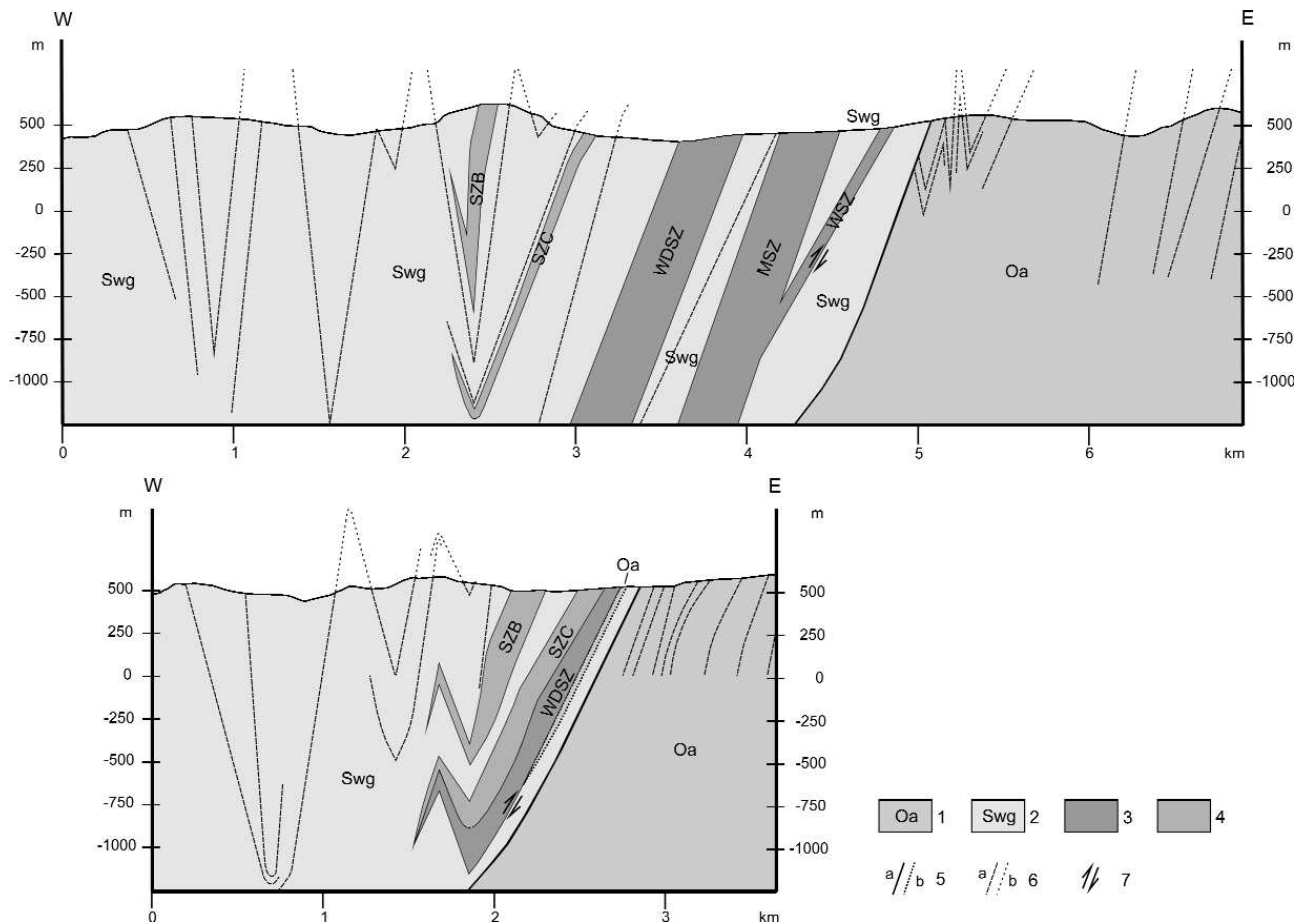


Figure 15. Geological cross-sections of the Maryamma region (Australia, after a map by WHITE 2005)

1 (Oa)–Abaminaby Group, Ordovician, quartz sandstone, siltstone, slate, phyllite, black carbonaceous shale, chert; 2 (Swg)–Wyangala Granite, Lower Silurian, foliated, porphyritic biotite granite; 3–high-strain shear zone; 4–low-strain shear zone; 5–geological boundary: a = traced on the map, b = inferred, 6–S-type foliation: a = in the rock massif, b = imaginary continuation in the air; 7–shear direction. WDSZ = Wyangala Dam Shear Zone, WSZ = Wyangala Shear Zone, MSZ = Maryamma Shear Zone, SZB and SZC = other shear zones

15. ábra. A Maryammai-régió földtani szelvényei (Ausztrália, WHITE 2005 térképe nyomán)

1 (Oa) – Abaminaby Formációcsoport, ordovicium, kvarchomokkó, aleurolit, pala, fillit, fekete szenes agyagpala, kova; 2 (Swg) – Wyangalai Gránit, alsó-szilur, palás, porfiros biotitgránit; 3 – nyírási öv erős deformációval; 4 – nyírási öv gyenge deformációval; 5 – földtani határ: a = térképen követett, b = térképen feltételezett, 6 – S-paláság: a = közzétömbben, b = képzeletbeli folytatása levegőben; 7 – törés menti nyírási iránya. WDSZ = Wyangala-gáti nyírási zóna, WSZ = Wyangalai nyírási zóna, MSZ = Maryammai nyírási zóna, SZB és SZC = egyéb nyírási zónák

(Figure 15) is that the folding expressed in the C-type foliation and the S-type foliation is parallel to the axial plane of the folds. Mylonites are related to the C-type foliation whereas the shear zones were generated due to later deformations.

The slabs of the Bátaapáti Metasandstone are very strange and unusual elements of the Mórógy Granite Pluton. Their significance for understanding the structural pattern of the granite pluton has so far not been taken into account. In the following this problem will be analysed.

Structural Interpretation of the Bátaapáti Metasandstone Bodies

Earlier, little attention was paid to the Bátaapáti Metasandstone Formation (Lower Palaeozoic, KOROKNAI, GULÁCSI 2009) although it (under another name) was

described by SZEDERKÉNYI (1977) and JANTSKY (1979). Nevertheless, in the late 1990s none of the textbooks on lithostratigraphy (GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997, BÉRCZI, JÁMBOR 1998) mentioned it. In the extensive literature on the structure of the Mórógy Granite Pluton BALLA (2003) and KOROKNAI (2003c) only a few sentences can be found with reference to it. The topics under discussion will be analysed on the basis of these works and the available factual material (BALLA et al. 2008, BALLA, GYALOG 2009).

The Bátaapáti Metasandstone forms slabs which are elongated along the major structural trend of the Mecsek-alja Zone and the foliation in the Mórógy Granite. The thickness of these bodies is about 1 m whereas their length varies between 200 and 1000 m but can also be more than this. Thus the size along the strike is by two, maybe three orders of magnitude bigger than the thickness and that is why they are qualified as tabular bodies. There are no data on the extension down the dip, given that these rocks were not

penetrated by boreholes. Most of the bodies of the Bábaapáti Metasandstone are concentrated in a 1 km-wide strip along the Mecsekalja Zone although in the west they also occur at a further distance.

The Bábaapáti Metasandstone originated from fine-grained sandstone and siltstone and shows foliation. The layering and the foliation form an angle around 25° in Photo 1 of KOROKNAI (2003a). LELKES-FELVÁRI GY. (in BALLA 2003) described them as parallel to the contacts of the bodies, albeit with some deviations. The rocks underwent contact metamorphism (cordierite, sillimanite) but this alteration does not become stronger towards the rims of the sandstone bodies and the country granite also does not show any changes in its fabric. In other words neither the exo-, nor the endocontacts exhibit any alteration.

In thin sections, those portions of the contact surfaces which were not affected by later faults were qualified as tectonic contacts formed in a plastic state of the slates. The foliation of the granite crosses the contact metamorphic fabric. In harmony with this, in Photo 9 by KOROKNAI (2003b) the contact—judging from its dip angle—is approximately parallel to the S-foliation of the Mórógy Granite, whereas the foliation in the country granite and in the sandstone itself—also judging from its dip angle—

belong to the C-type foliation. The contact metamorphism was confirmed by KIRÁLY (2005).

For the origin of the sandstone slabs within granites, four concepts can be outlined (Figure 16): neptunian dyke, endogen inclusion, fault-zone filling and fold core.

In the case of the Bábaapáti Metasandstone the neptunian dyke model (A) is unambiguously excluded by the contact metamorphism, thus only the three other models can be taken into consideration. KOROKNAI (2003c) thinks that if the metasandstone bodies represent endogen inclusions it is not possible to understand (i) how m-wide, but some hundreds of m-long bodies could be preserved (not broken), (ii) why the contact effect is so weak, and (iii) why the alteration both along the exo-, and endocontacts is absent. The overall absence of shearing along the contacts seems to contradict the fault-zone filling. Finally, the fold-core model can be rejected on the basis of the absence of any traces of folding in the granite.

Despite the fact that there are arguments in favour of folds in the granite, the shape of the latter is not so tight—practically isoclinal, in fact—as it should be in the case of the metasandstones. Consequently—in the author's opinion—the fault model seems to be most probable. The absence of shear on the contact was explained by LELKES-

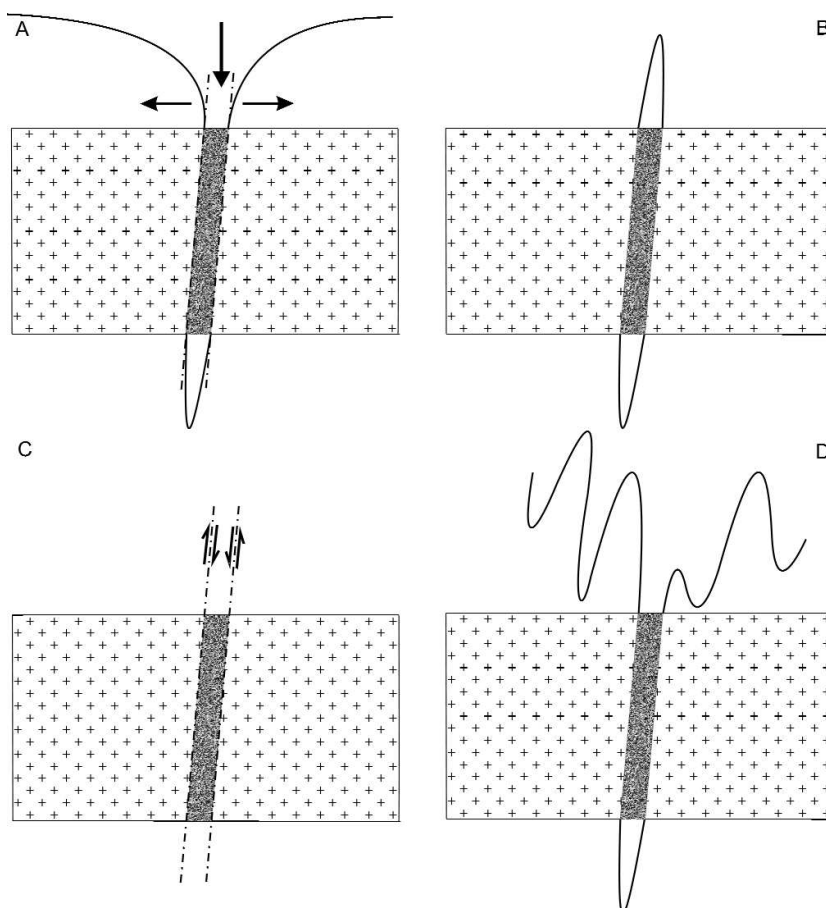


Figure 16. Variants of the origin of the Bábaapáti Metasandstone slabs

A neptunian dyke, B endogen inclusion, C fault zone, D fold

16. ábra. A Bábaapáti Metahomokkő-testek kialakulási változatai

A neptuni telér, B endogén zárvány, C törésvonal, D redő

FELVÁRI GY. (in BALLA 2003) in terms of plastic state, and high temperature and pressure conditions at great depths when the tectonic contact was formed. Both the shape and distribution of the metasandstones suggest a tectonic origin (BALLA 2003). As can be seen, the contra-argument (that is, the absence of shear upon the contacts—KOROKNAI 2003c) is not convincing.

As a consequence, the metasandstone bodies do not provide information about the possible folds in the Mórógy Granite Pluton. It is worth mentioning, however, that the metasandstone bodies are parallel to the axial planes of the folds, which can be supposed in the granite. This is also characteristic for many faults which arose due to the later rigid deformation.

Summary

The structural pattern of the Mórógy Granite Pluton is outlined on the basis of the data obtained during the exploration of the Üveghuta Site (National Repository for Radioactive Waste). It became clear that the monzonite centre of the granite pluton, which was formed in the course of interactions between monzogranite and monzonite magmas, can be delineated best in the study area both with the help of mapping and drilling data. The spatial distribution of the geochemical trends is in harmony with this conclusion. This centre is expressed in the concentration of monzonite rocks on the surface of the pre-Cenozoic basement and in the increase of their proportion towards greater depths, as shown by the drilling data. In the central area the differentiation trend of the monzonite is the same as that of the monzogranite, whereas farther off the centre differs significantly (“magma enclaves”). The monzonite bodies are mainly elongated lenses. The elongation is the consequence of the compression which occurred during the course of the magmatic deformation. Down in the sections the lenses become bigger and merge. The pluton, which originated from two magmas, is cut by leucocratic dykes and these are mostly perpendicular to the stretching plane.

The lenticular shape of the monzonite bodies serves as a marker for understanding the structural pattern of the whole of the granite pluton. Besides the prevalent NW dip, in some cases opposite, SE dips also occur. As a consequence, the question can be put as to whether this pattern was generated by folding. Folding is frequently accompanied by foliation. An analysis of the position of the foliation in the granite resulted in the conclusion that the limbs of the folds in question are delineated—concordantly with the rock boundaries—by the C-type foliation, whereas the axial plane of the folds is marked by the S-type foliation. In this way the two foliations get into genetic relationships and thus there are also questions about (i) their temporal relationships, (ii) why two stress fields of the same orientation resulted in two different foliations (KOROKNAI 2009c: deformation events D_1 és D_{2a-b}) and (iii) how they “represent the different stages of a progressive deformation” (id, p. 166).

Folds in the Mórógy Granite, however, were nowhere observable directly. Their existence remains a working hypothesis until direct observations disprove this hypothesis. It is worth mentioning that this working hypothesis is based on the enormous amount of existing data. The situation is similar to other regions of the world where folds in granites have been inferred. The system of parallel slip surfaces, which is needed for the generation of folds, in the case of granites is supplied by the foliation; in the case of the Mórógy Granite this is the C-type foliation accompanied by mylonites.

It is an open question as to when the folding took place in the Mórógy Granite: was it completely after the foliation, or already in the magmatic state? Furthermore, was the foliation only controlled by the folded magmatic fabric?

Conclusions

The cross-sections and horizontal maps on a scale of 1:5,000 (BALLA 2009b), which depict the structural pattern outlined, should be re-compiled on the basis of the results of the above analysis. The folds should be displayed with vertical axial planes and nearly horizontal axes and with a zigzag shape. This compilation would not confirm the existence of folds but would promote understanding of the structural pattern.

Besides this direct task, two other—indirect—tasks can also be outlined.

1. The Bábaapáti Metasandstone slabs probably mark tectonic zones, displacements upon which occurred at great depths, at high temperature and pressure. These conditions and processes should be incorporated into the picture of the tectonic and metamorphic evolution of the Mórógy Granite.

2. The symmetric arrangement of the structural elements relative to a vertical or nearly vertical plane— independent of the hypotheses on their origin—suggests that since the Early Carboniferous the Mórógy Granite has not significantly tilted anymore, at least with a component perpendicular to the strike of the Mecsek-alja Zone. This should be taken into account in the interpretation of younger—Late Palaeozoic, Mesozoic and Cenozoic— tectonic movements.

Acknowledgements

The author is very grateful to his colleagues—Edit Király, Balázs Koroknai and Gyula Maros—for their unselfish assistance. Their data formed the basis of this study, and conversations with them significantly promoted the ideas which have been formulated above. Many thanks also go to Lloyd White (University of New South Wales, Sidney) for his unpublished thesis and for the information given by him and by Scott Paterson (University of South California, Los Angeles). A review of the manuscript by Gyöngyi Lelkes-Felvári facilitated the final formulation of the author’s ideas and significantly improved the English translation.

References — Irodalom

- BALLA Z. 2003: Metamorfitlencsék (in Hungarian, translated title: Lenses of metamorphic rocks). — In: BALLA et al. (2003b), 5.2.5. fejezet (Chapter 5.2.5), pp. 77–81.
- BALLA, Z. 2004: General characteristics of the Bábaapáti (Üveg-huta) Site (South-western Hungary) (A Bábaapáti [Üveg-hutai]-telephely általános jellemzése). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003.*, Budapest, pp. 73–91.
- BALLA Z. 2007: Telephely környéki [földtani] modell (in Hungarian, translated title: [Geological] model for the Site surroundings). — In: BALLA et al. (2007b), pp. 2–9.
- BALLA Z. 2009a: A földtani kutatások története. Mórógyi Gránit Formáció (in Hungarian, translated title: History of the exploration. Mórógy Granite Formation). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 15–17 (pp. 15–17).
- BALLA Z. 2009b: Földtani-tektonikai modell. Közreműködés 3D modellezésben (in Hungarian, translated title: Geological-tektonic model. Collaboration in 3D modeling). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1466.
- BALLA Z., GYALOG L. 2003: Földtani szelvények (in Hungarian, translated title: Geological cross-sections). — In: BALLA et al. (2003a), 8. melléklet (Enclosure 8).
- BALLA Z., GYALOG L. 2009: A Mórógyi-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórógyi-rög északkeleti részének földtani térképsorozatához (1:10 000) (Geology of the North-eastern part of the Mórógy Block. Explanatory notes to the Geological map series of the north-eastern part of the Mórógy Block [1:10,000]). — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 283 p. (216 p.).
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESEY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSÁ A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003a: A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bábaapáti (Üveg-huta), 2002–2003 (in Hungarian, translated title: Final report of the ground-based geological exploration, Bábaapáti [Üveg-huta], 2002–2003). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1102.
- BALLA Z., DUDKO A., GYALOG L., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS. (MÁFI) HARANGI SZ. (ELTE), LELKESNÉ FELVÁRI GY. (TTM) 2003b: Földtani kép kialakítása (in Hungarian, translated title: Outlining the picture of the geology). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1044.
- BALLA Z., CSÁSZÁR G., FÖLDVÁRI M., GULÁCSI Z., GYALOG L., HORVÁTH I., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS., RÁLISCH E., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY. (MÁFI); ANDRÁSSY M., BENEDEK K., MOLNÁR P., SZEGŐ I., TUNGLI GY. (Golder); BERTA J., CSICSÁK J., DEÁK F., GORJÁNÁCS Z., HÁMOS G., HOGYOR Z., KOVÁCS B., MENYHEI L., MOLNOS I., ORSZÁG J., SIMONCSICS G., SZAMOS I., SZIKSZAI ZS., SZÜCS I., TURGER Z., VÁRHEGYI A. (Mecsekérc); VÁSÁRHELYI B. (BMŰ); MADARASI A., PRÓNAY ZS. (ELGI); SZONGOTH G. (Geo-Log); GACSÁLYI M. (Geopard); KOVÁCS L. (Kútfej) 2007a: A földtani kutatás eredményeinek összefoglalása a Nyugati-lejtőszakna 600. méterénél (in Hungarian, translated title: Summary of the results of the geological exploration at the 600 m level of the Western Incline). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1351.
- BALLA Z., GYALOG L., HORVÁTH I., MAROS GY. 2007b: Földtani, tektonikai és hidrogeokémiai modell (in Hungarian, translated title: Geological, tectonic and hydrogeochemical model). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1382.
- BALLA Z., CSÁSZÁR G., FÖLDVÁRI M., GULÁCSI Z., GYALOG L., HORVÁTH I., KAISER M., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAGYARI Á., MAROS GY., MARS I., MUSITZ B., RÁLISCH E., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY. (MÁFI); BERTA J., CSAPÓ Á., CSURGÓ G., GORJÁNÁCS Z., HÁMOS G., HOGYOR Z., JAKAB A., MOLNOS I., MOSKÓ K., ORSZÁG J., SIMONCSICS G., SZAMOS I., SZEBÉNYI G., SZÜCS I., TURGER Z., VÁRHEGYI A. (Mecsekérc); BENEDEK K., MOLNÁR P., SZEGŐ I., TUNGLI GY. (Golder); MADARASI A., MÁRTONNÉ SZALAY E., PRÓNAY ZS., TILDY P. (ELGI); SZONGOTH G. (Geo-Log); GACSÁLYI M. (MBFH); KOVÁCS L. (Kútfej Bt.); MÓNUS P. (GeoRisk); VÁSÁRHELYI B. (Vásárhelyi és Tsa Bt.) 2008: A felszín alatti földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian, translated title: Final report of underground geological exploration). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1419.
- BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (eds) 1998: *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian, translated title: Stratigraphy of the geological sequences of Hungary). — *A Mol Rt. és a MÁFI kiadványa*, Szolnok, 517 p.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. 1979. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. — *Bulletin de Minéralogie* 102 (2–3), pp. 265–272.
- CSÁSZÁR, G. (ed.) 1997: *Basic lithostratigraphic units of Hungary, charts and short descriptions (Magyarország litosztratógráfiai alapegységei, táblázatok és rövid leírások)*. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, Budapest, 114 p.
- GERDES, A. 2006: Report on the LA-ICP-MS U-Pb dating of four borehole samples from the Mecsek Mountain granitoids. — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1304.
- GULÁCSI Z., KIRÁLY E. 2009: Alsó-karbon, Mórógyi Gránit Formáció (in Hungarian, translated title: Lower Carboniferous, Mórógy Granite Formation). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 58–69 (pp. 60–68).
- GULÁCSI Z., PEREGI ZS. 2006: Mórógyi Gránit Formáció, alsó-karbon (in Hungarian, translated title: Mórógy Granite Formation, Lower Carboniferous). — In: GYALOG et al. (2006), pp. 75–98.
- GYALOG L. (ed.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása (in Hungarian, translated title: The legend of geological maps and brief description of stratigraphic units). — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187*, 171 p.
- GYALOG L. 2006: A terület földtani nagyszelvényei, 1:10 000 (in Hungarian, translated title: General geological cross-sections of the area, 1:10,000). — In: GYALOG et al. (2006), 6. melléklet (Enclosure 6).

- GYALOG L. 2007: A terület földtani nagyszelvényei, 1:10 000 (in Hungarian, translated title: General geological cross-sections of the area, 1:10,000). — In: BALLA et al. (2007a), 8. melléklet (Enclosure 8).
- GYALOG L., MAROS GY. 2007a: Földtani-tektonikai szelvények (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic cross-sections). — In: BALLA et al. (2007b), 6. melléklet (Enclosure 6).
- GYALOG L., MAROS GY. 2007b: Földtani-tektonikai metszet a +200 m-es szintről (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic map of the horizon for the +200 m level). — In: BALLA et al. (2007b), 7. melléklet (Enclosure 7).
- GYALOG L., MAROS GY. 2007c: Földtani-tektonikai metszet a +150 m-es szintről (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic map of the horizon for the +150 m level). — In: BALLA et al. (2007b), 8. melléklet (Enclosure 8).
- GYALOG L., MAROS GY. 2007d: Földtani-tektonikai metszet a +100 m-es szintről (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic map of the horizon for the +100 m level). — In: BALLA et al. (2007b), 9. melléklet (Enclosure 9).
- GYALOG L., MAROS GY. 2007e: Földtani-tektonikai metszet a +50 m-es szintről (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic map of the horizon for the +50 m level). — In: BALLA et al. (2007b), 10. melléklet (Enclosure 10).
- GYALOG L., MAROS GY. 2007f: Földtani-tektonikai metszet a 0 m-es szintről (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic map of the horizon for the 0 m level). — In: BALLA et al. (2007b), 11. melléklet (Enclosure 11).
- GYALOG L., MAROS GY. 2007g: Földtani-tektonikai metszet a –20 m-es szintről (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic map of the horizon for the –20 m level). — In: BALLA et al. (2007b), 12. melléklet (Enclosure 12).
- GYALOG L., MAROS GY. 2008a: A terület földtani nagyszelvényei, 1:10 000 (in Hungarian, translated title: General geological cross-sections of the area, 1:10,000). — In: BALLA et al. (2008), 10. melléklet (Enclosure 10).
- GYALOG L., MAROS GY. 2008b: Földtani-tektonikai metszet a 0 m-es szintről (in Hungarian, translated title: Geological-tectonic map of the horizon from the 0 m level) [1:5,000]. — In: BALLA et al. (2008), 11. melléklet (Enclosure 11).
- GYALOG L., MAROS GY. 2008c: Részletes földtani-tektonikai szelvények, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Detailed geological-tectonic cross-sections, 1:5,000). — In: BALLA et al. (2008), 12. melléklet (Enclosure 12).
- GYALOG L., MAROS GY. 2009: A terület földtani nagyszelvényei, 1:10 000 (in Hungarian, translated title: General geological cross-sections of the area, 1:10,000). — In: BALLA, GYALOG (2009), 10. melléklet (Enclosure 10).
- GYALOG L., BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS. 2006: Földtani és geomorfológiai térképezés jelentése (in Hungarian, translated title: Report on the geological and geomorphological mapping). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1339.
- JANTSKY B. 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai (in Hungarian with French abstract: Les conditions géologiques du socle cristallin du Mecsek). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1950. évről*, pp. 65–77.
- JANTSKY B. 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana (Géologie du socle cristallin granitisé de la montagne Mecsek). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 60*, 385 p.
- KIRÁLY E. 2002: A Nyugat-Mecsek, a Görcsönyi-hátság, a Mecsek-alja-zóna és a Mórággyi-régió amfiboltartalmú kőzeteinek fejlődéstörténete vékonycsiszolatos, elektron-mikroszondás és geokémiai vizsgálatok alapján. Doktori értekezés (in Hungarian, translated title: Geological history of the amphibole-containing rocks of the Western Mecsek, Görcsöny High, Mecsek-alja Zone and Mórággy Region on the basis of petrographical, microprobe and geochemical studies. Doctoral thesis). — *Manuscript (kézirat)*, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest.
- KIRÁLY E. 2005: A terepi minták mikroszkópos leírása (in Hungarian, translated title: Petrographic description of field samples). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1242.
- KIRÁLY E. 2009a: Kora-karbon gránitbenyomulás (in Hungarian, translated title: Early Carboniferous granite intrusion). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 164–168 (pp. 160–164).
- KIRÁLY E. 2009b: A Mórággyi Gránit Formáció petrográfiai és ásványkémiai jellemzése (Petrography and electron microprobe analyses of the Mórággy Granite). — In: BALLA, GYALOG (2009), II. függelék (Annex II), pp. 207–222 (pp. 199–214).
- KIRÁLY E. 2010: Magmatic evolution of Mórággy Granite (A Mórággyi Gránit magmás fejlődéstörténete). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2009* (in this volume [jelen kötetben]).
- KIRÁLY E., GULÁCSI Z. 2008: Mórággyi Gránit Formáció, alsó-karbon (in Hungarian, translated title: Mórággy Granite Formation, Lower Carboniferous). — In: BALLA et al. (2008), pp. 386–390.
- KIRÁLY E., KOROKNAI B. 2004: The magmatic and metamorphic evolution of the north-eastern part of the Mórággy Block (A Mórággyi-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003*, pp. 299–310 (311–318).
- KLÖTZLI, U. S., BUDA, GY., SKIOLD, T. 2004: Zircon typology, geochronology and whole rock Sr–Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary). — *Mineralogy and Petrology* 81 (1–2), pp. 113–134.
- KOROKNAI B. 2003a: Bábaapáti Metahomokkő Tagozat (in Hungarian, translated title: Bábaapáti Metasandstone Formation). — In: BALLA et al. (2003a), 3.1.1.1. fejezet (Chapter 3.1.1.1), pp. 105–107.
- KOROKNAI B. 2003b: A metahomokkő helyzete és települése (in Hungarian, translated title: Position of the metasandstone). — In: BALLA et al. (2003a), 3.3.1. fejezet (Chapter 3.3.1) pp. 169–171.
- KOROKNAI B. 2003c: Metamorfózis (in Hungarian, translated title: Metamorphism). — In: BALLA et al. (2003a), 3.4.1.3. fejezet (Chapter 3.4.1.3), pp. 214–216.
- KOROKNAI B. 2006: Képlékeny szerkezeti elemek észlelési térképe (in Hungarian, translated title: Geological map with observations). — In: GYALOG et al. (2006), 7. melléklet (Enclosure 7).
- KOROKNAI B. 2009a: Magmás szerkezetek (Magmatic structures). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 131–134 (pp. 132–134).
- KOROKNAI B. 2009b: Képlékeny szerkezetek (Ductile structures). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 134–139 (pp. 134–138).
- KOROKNAI B. 2009c: Metamorfózis és szerkezetalakulás (Metamorphism and tectonics). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 168–171 (pp. 164–166).

- KOROKNAI B., GULÁCSI Z. 2009: Alsó-paleozoikum, Bátaapáti Metahomokkő Formáció (in Hungarian, translated title: Lower Palaeozoic, Bátaapáti Metasandstone Formation). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 56–58 (pp. 57–60.)
- LENNOX, P., TRZEBSKI, R., WILLIAMS, I. 2006: Structural history of the Wyangala Batholith. — Abstract, *The Australian Earth Science Convention, Melbourne, 2–6 July 2006, Geological Society of Australia Abstracts*, p. 184., Poster, The Australian National University, Canberra, <http://www.bees.unsw.edu.au/school/staff/lennox/GranitePoster.pdf>.
- MAROS GY. 2006: A telephely környékének részletes szelvénye, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Detailed cross-section of the Site surroundings, 1:5,000). — In: GYALOG et al. (2006), 6. melléklet (Enclosure 6).
- MAROS GY. 2007: A telephely környékének részletes szelvénye, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Detailed cross-section of the Site surroundings, 1:5,000). — In: BALLA et al. (2007a), 8. melléklet (Enclosure 8).
- MAROS GY. 2009: Terepi szerkezetföldtani mérések és értelmezésük (Structural geological field measurements and their interpretation). — In: BALLA, GYALOG (2009), p. 21 (pp. 21–22).
- MAROS GY., KOROKNAI B. 2009: Töréses szerkezetek (Brittle structures). — In: BALLA, GYALOG (2009), pp. 140–141 (p. 139).
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAHÍ-SEBESS, L., BÁN-GYÖRY, E. 2003: Tectonic analysis and structural evolution of the north-eastern Mórógy Block (A Mórógyi-rög ÉK-i részének tektonikai elemzése és szerkezetalakulása). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003*, pp. 371–394.
- MAROS, GY., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ M., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K. 2004: Az Üveghuta Üh–29 fúrás tektonikai dokumentációja (in Hungarian, translated title: Tectonic log of the Borehole Üveghuta Üh–29). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 968.
- MOHAJJEL, M. 2003: Structural analysis of folded granite mylonite in Golpaygan area, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. — *Geophysical Research Abstracts 5* (EGS-AGU-EUG² Joint Assembly, Nice, France, 6–11 April 2003), pp. 741–742.
- PENNACCHIONI, G., MANCKTELOW, N. S. 2007: Nucleation and initial growth of a shear zone network within compositionally and structurally heterogeneous granitoids under amphibolite facies conditions. — *Journal of Structural Geology* 29 (11), pp. 1757–1780.
- PEREGI Zs. 2003a: A kutatási terület alaphegység-felszínének földtani térképe, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Geological map of the basement surface of the exploration area, 1:5,000). — In: BALLA et al. (2003a), XI. függelék, 1. ábra (Annex XI, Figure 1).
- PEREGI Zs. 2003b: A kutatási terület +60 m-es szintjének földtani térképe, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Geological map of +60 m horizon of the exploration area, 1:5,000). — In: BALLA et al. (2003a), XI. függelék, 2. ábra (Annex XI, Figure 2).
- PEREGI Zs. 2003c: A–B földtani szelvény az Üh–37 és az Üh–26 fúrás között, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Geological cross-section A–B between Boreholes Üh–37 and Üh–26, 1:5,000). — In: BALLA et al. (2003a), XI. függelék, 3. ábra (Annex XI, Figure 3).
- PEREGI Zs. 2003d: C–D földtani szelvény az Üh–36 és az Üh–26 fúrás között, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Geological cross-section C–D between Boreholes Üh–36 and Üh–26, 1:5,000). — In: BALLA et al. (2003a), XI. függelék, 4. ábra (Annex XI, Figure 4).
- PEREGI Zs. 2003e: D–E földtani szelvény az Üh–28 és az Üh–4 fúrás között, 1:5000 (in Hungarian, translated title: Geological cross-section D–E between Boreholes Üh–28 and Üh–4, 1:5,000). — In: BALLA et al. (2003a), XI. függelék, 5. ábra (Annex XI, Figure 5).
- PEREGI Zs., GULÁCSI Z. 2007: Mórógyi Gránit Formáció, alsó-karbon (in Hungarian, translated title: Mórógy Granite Formation, Lower Carboniferous). — In: BALLA et al. (2007a), pp. 338–359.
- PIMENTA, S. P., GRACIETE, D., ANABELA, M. 2004: Chronology of granitic structures in Variscan “folded” granite associated to a shear zone (NW Portugal). — Abstract of the poster in session G10.02 — *Ductile shear zones and metamorphism, 32nd International Geological Congress, Florence*.
- ROTH S. 1875: A fazekasboda–mórógyi hegylanc eruptív kőzetei (in Hungarian, translated title: Igneous rocks of the Fazekasboda–Mórógy Ridge). — *Földtani Közlöny 5* (6–7), pp. 137–145.
- ROTH S. 1876a: Fazekasboda–mórógyi hegylanc (Baranya megye) eruptív kőzetei (in Hungarian, translated title: Igneous rocks of the Fazekasboda–Mórógy Ridge, Baranya County). — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 4 (III)*, pp. 103–128.
- ROTH, S. 1876b: Die eruptiven Gesteine des Fazekasboda–Mórógy Gebirgszuges. — *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königlich ungarischen Geologischen Anstalt 4*, pp. 95–123.
- SHATAGIN, K., CHERNYSHEV, I., BALLA, Z. 2005: Geochronology of Mórógy Granite: results of U–Pb, Rb–Sr, K–Ar and ⁴⁰Ar–³⁹Ar isotope study (A Mórógyi Gránit geokronológiája: U–Pb, Rb–Sr, K–Ar és ⁴⁰Ar–⁴⁰Ar izotópvizsgálatok eredményei). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2004*, pp. 41–64.
- SZEDERKÉNYI T. 1977: A mórógyi hegységi paleozóos alapszelvényprogram alapdokumentumai (in Hungarian, translated title: Basic documents of the Palaeozoic Base Profiles in the Mórógy Hills). — *Manuscript (Kézirat)*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T. 6799.
- WHITE, L. 2005: The Geology and Structure of the Maryamma District South of Wyangala Dam, NSW³. — *Manuscript (Kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1473.
- WHITE, L., LENNOX, P., CZARNOTA, K., CRUMP, J. 2006: Shear zones and possible folding, Wyangala Granite, NSW. — *Poster*, The University of New South Wales, Sydney, <http://www.bees.unsw.edu.au/school/staff/lennox/lloydwhite2006poster.pdf>.

² EGS = European Geophysical Society, AGU = American Geophysical Union, EUG = European Union of Geosciences.

³ New South Wales

General characteristics of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary)

ZOLTÁN BALLA

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14

Keywords: fracture zones, granites, ground water, Hungary, hydraulic conductivity, low-level waste, Mórág Block, radioactive waste, site exploration, South-eastern Transdanubia, underground disposal

Abstract

Beginning with the screening of the country in 1993, in 1997, after a step-by-step approximation, the Bábaapáti (Üveghuta) Site was selected for the underground disposal of low- and intermediate-level radioactive waste in the Palaeozoic Mórág Granite Formation. The site characterisation took place in 1997–1999 and 2002–2003 using boreholes, dug wells, exploratory trenches and a wide range of geophysical methods. The Site was fixed by co-ordinates in an area 872,637 m² between 60 and 20 m above and below sea level, respectively.

In the exploration of 2002–2003 several hundreds of people from several dozens of institutions participated. The geological, tectonic, geodynamic and hydrogeological pattern of the Site was studied in detail. This was sufficient for stating its suitability and for elaborating the concept for its further exploration and its repository concept.

Introduction

The programme for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant started more than 10 years ago. In the early years geological screening of Hungary took place. The aim was to select suitable geological sequences. Then, in the prospective areas the public acceptance was studied. In 1996, in three selected areas, single boreholes were drilled, and a comparative safety assessment was performed. By the end of the year, the Directional Board of the National Project took a decision in which it suggested the exploration of a site for underground disposal in the granites of the Mórág Complex (now known as the Mórág Granite Formation), on the territory of Village of Bábaapáti (BALLA 1997).

From 1997 to 1999 intense geological exploration took place in the area: first, geological and hydrogeological mapping and preliminary site selection were carried out (shallow boreholes and a geophysical survey). After this, deep boreholes were drilled in the selected site, followed by shallow boreholes (including doubled wells) in its surroundings. All methods which seemed to be effective were applied in order to study the area. The position and lithological properties of

the covering sediments were clarified. The top surface, the structural and petrographical conditions of the country granite-body rocks as well as the hydrogeological position of the latter (which is of peculiar importance for the future repository) were studied in detail. Besides a wide spectrum of geophysical surveying, geophysical logging and geochemical sampling, the following were performed: hydrodynamic testing of the boreholes, geological and tectonic evaluation, and hydrogeological modelling (BALLA 2000). The resulting data were incorporated into the safety assessment.

Although the exploration was aimed at obtaining overall knowledge, numerous unsolved questions and non-clarified problems remained; these problems required a continuation of the exploration. However, for two and a half years, up to the end of 2001, due to unfavourable political circumstances at the highest level, the geological exploration was suspended. When the political mood changed, the geological exploration could continue. The first phase of this exploration took place from the ground surface and lasted 17 years.

The ground-based exploration (Figure 1) was an intense geological study with numerous deep and shallow boreholes, exploratory trenches and dug wells, as well as a large number of laboratory analyses. Most of the field-work took

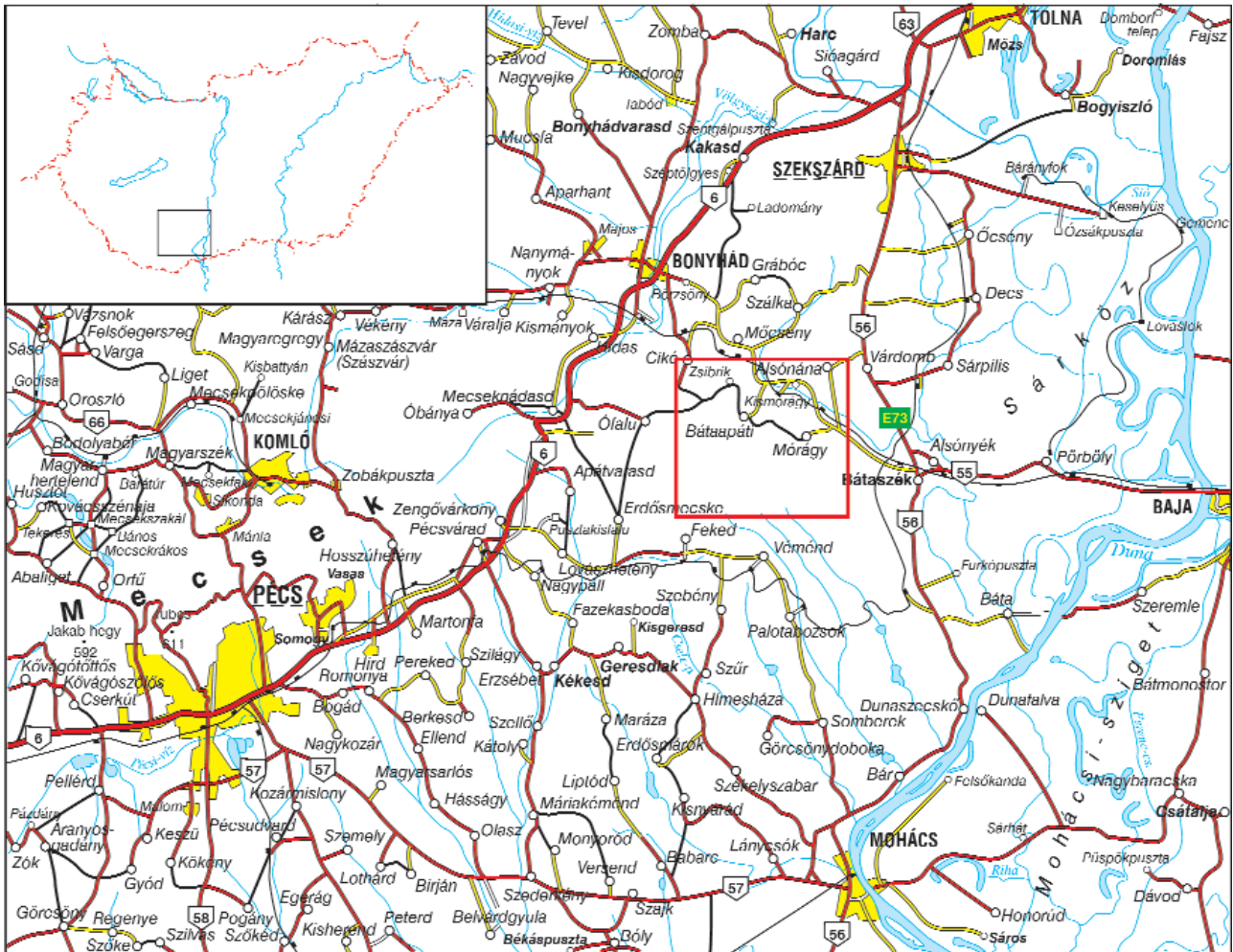


Figure 1. Geographical position of the research area

Taken from the Road Atlas of Hungary, for the location, see top left corner, contour of Figure 2 indicated (red rectangle)

I. ábra. A kutatási terület földrajzi helyzete

Kivágat Magyarország autóatlaszából, a 2. ábra körvonalával (piros téglalap). Az ábra helyzetét I. a bal felső sarokban

place in 2002. The exploration was finished in 2003 by means of an integrated interpretation of all the data, results and information produced up until that time.

Overview of the exploration activities

During the 2002–2003 exploration 23 boreholes were drilled. 8 of them were of depths between 300–411 m; the rest were less than 101 m in depth (GYALOG, SZEGŐ 2004). 2 exploratory trenches (1490.3 m) were excavated, and 3 dug wells (73.3 m) were deepened; furthermore, nine structures for overflow measurements (overfalls) were constructed (GYALOG et al. 2004b). In the boreholes geophysical logging (SZONGOTH et al. 2004), hydrodynamic testing (BALLA, MOLNÁR 2004) and various geophysical measurements (TÖRÖS et al. 2004) were performed. Geological and tectonic logs and maps for the boreholes and trenches, respectively and geological logs for the dug wells were also compiled (GYALOG et al. 2004a). Trenches and dug wells were incorpo-

rated into the hydrogeological monitoring system (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). The ground-based geophysical survey was a major operation (VÉRTESY et al. 2004). A wide spectrum of analyses were carried out in various laboratories.

With regard to the ground-based exploration 11 scientific institutes and 26 companies participated. Among the scientific institutes, the Geological Institute of Hungary (MÁFI) and the Eötvös Loránd Geophysical Institute (ELGI) were represented by 60 and 28 scientists and engineers, respectively, as well as 26 and 10 technicians. The equivalent data for the other 9 institutes were 37 and 12 scientists and engineers, respectively. 8 companies directed 70 engineers and scientists, as well as 78 technicians and auxiliary staff to work in the project. The equivalent data for the other 18 companies were 22 and 44, respectively. Given the above, it can be seen that almost 400 people were engaged on the ground-based exploration.

Contours and the state-of-the-research of the Site

The goal of the ground-based exploration was to study the site for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste on a level which allows the determination of the fulfilment of the legal requirements with respect to geological suitability (BALLA 2004). For the evaluation of the geological suitability of the Site, the results of the hydrodynamic modelling (BALLA et al. 2004) are of particular importance. The hydrodynamic modelling can only be performed for the site if it is incorporated into its wide surroundings. For delineating the modelled area, natural borders — *i.e.* the watershed between the Hutai and Mórág Creek, as well as the Lajvér Creek — were taken into consid-

eration. Models which form important components of the safety assessment (GOLDSWORTHY et al. 2004) are based on data from the same territory.

The contour of the modelled area (Figure 2) is rather complicated. Information needed for the hydrogeological modelling was produced for the rectangular area around the complicated figure which is shown. This rectangular area (Figure 2) is named the *research area*.

The 2002–2003 exploration demonstrated that the ground-based methods only allow delineation of the site as an area where selection of a rock volume for the repository needs additional exploration, at least partially by means of tunnels. Hence, the site was selected to be big enough — 872 637 m² — to include practically all the boreholes drilled to explore it, and all the prospective domains (Figure 3).

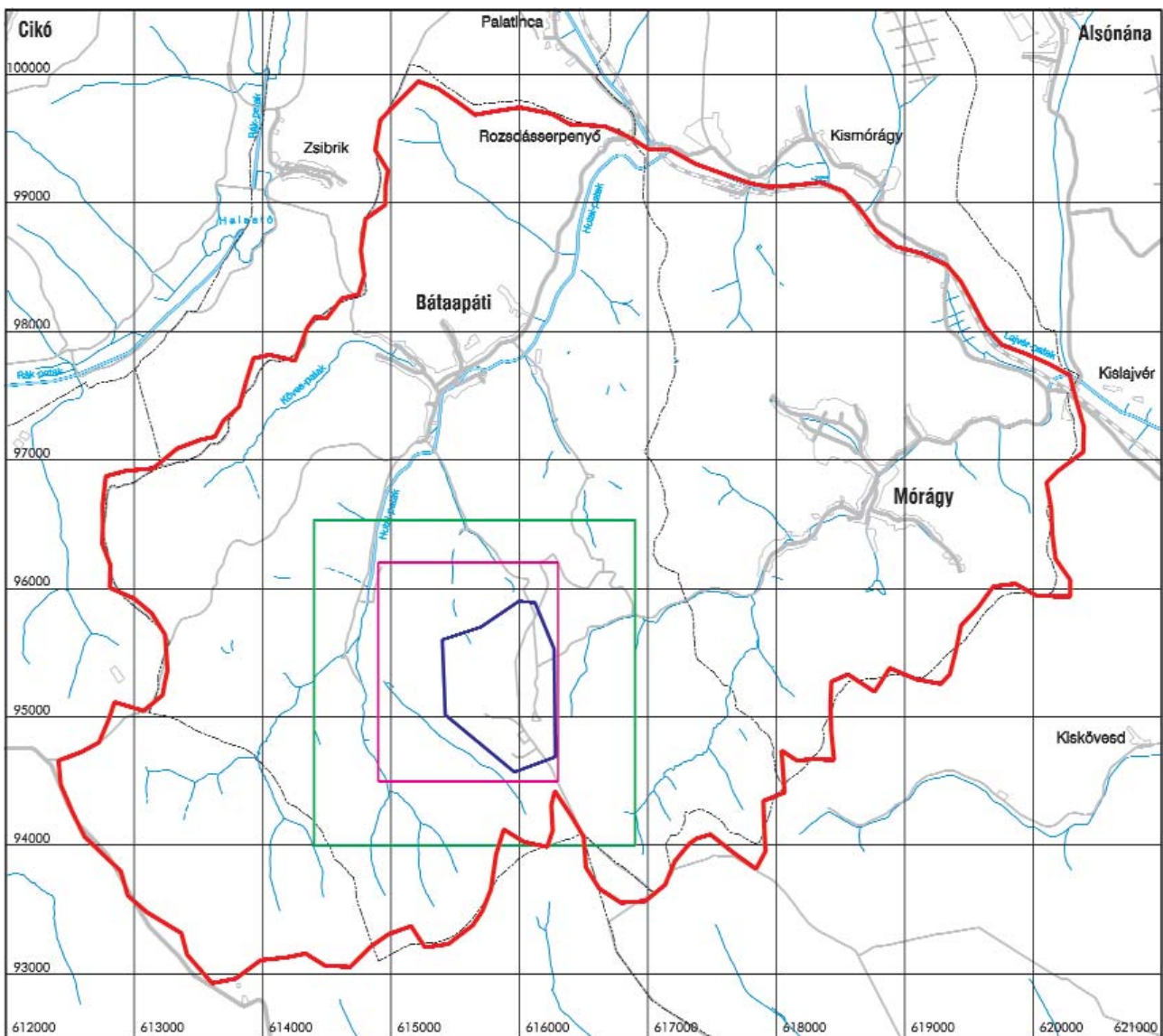


Figure 2. The research area

Blue = contour of the Site, red = contour of the area of the hydrodynamic modelling, green = contour of Figures 3 and 7, violet = contour of Figure 5. For the location, see Figure 1.

2. ábra. A kutatási terület

Kék = a telephely, piros = a vízföldtani modellezés, zöld = a 3. és 7., lila = az 5. ábra körvonala. Helyzetét 1. az 1. ábrán

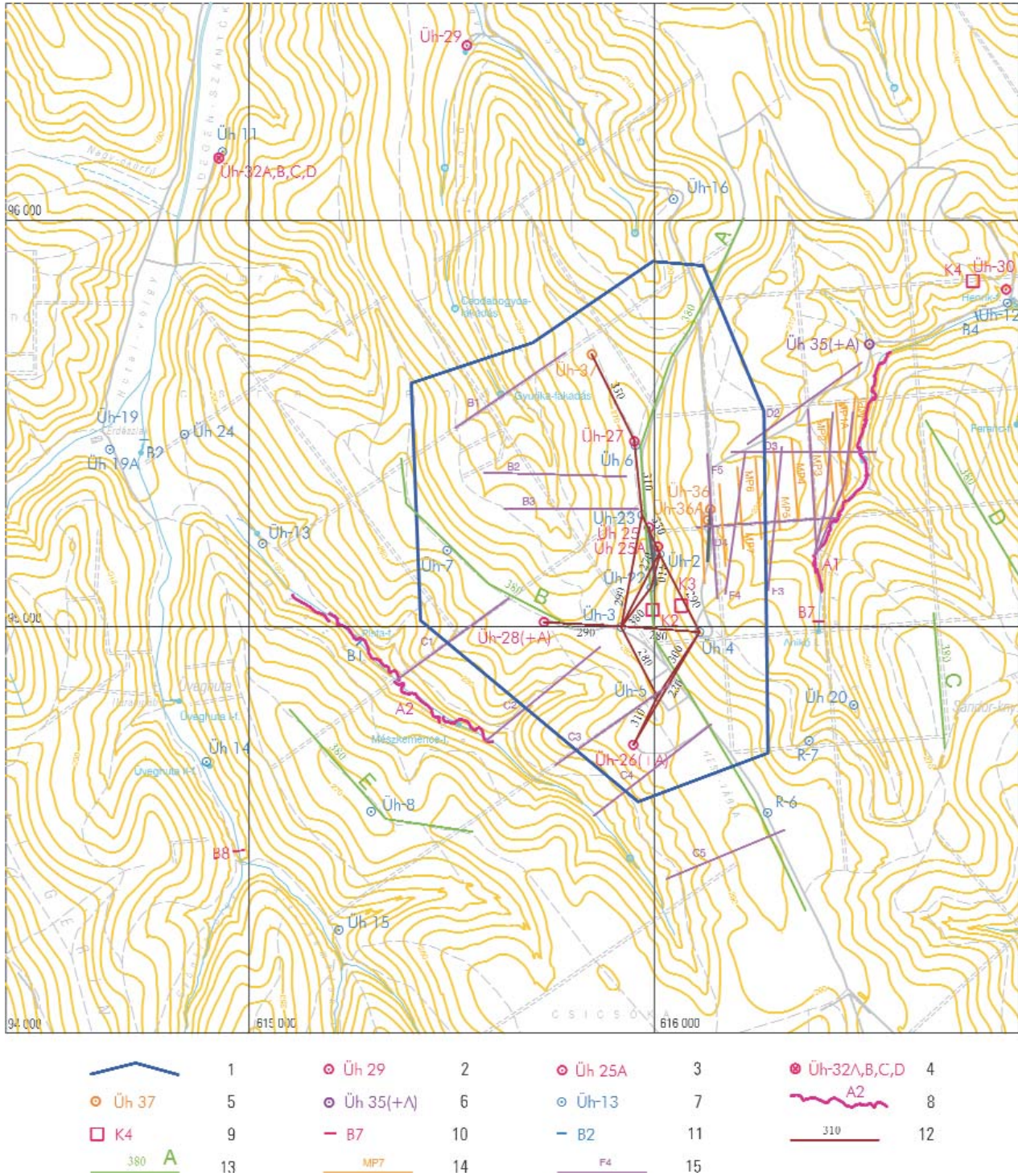


Figure 3. Contours of the Bataapati (Üveghuta) Site and its state-of-the-research of the ground-based exploration

The whole area of the Site is covered by a 3D seismic first-arrival and an areal magnetotelluric survey with the penetration depth 320 and 530 m, respectively. 1 – contour of the Site, 2 – deep borehole of 2002 and its code, 3 – shallow borehole of 2002 and its code, 4 – grouped boreholes of 2002 and their codes, 5 – borehole of 2003 and its code, 6 – geotechnical borehole of 2002 and its code, 7 – borehole prior to 2002 and its code, 8 – exploratory trench of 2002 and its code, 9 – dug well of 2002 and its code, 10 – overfall of 2002 and its code, 11 – overfall prior to 2002 and its code, 12 – cross-hole seismic profile of 2002-2003 and its code, 13 – reflection seismic profile of 2002-2003 and its code with the penetration depth in m, 14 – geophysical profile of 2002 for tracing faults and its code, 15 – multielectrode profile of 2002 and its code. For the location, see Figure 2

3. ábra. A Bataapati (Üveghuta)-telephely körvonala és felszíni megkutatottsága

A telephely teljes területét 3D első-beérkezési szeizmikus és hálózatos magnetotellurikus mérés fedi le 320 és 530 m-es behatolási mélységgel. 1 – a telephely körvonala, 2 – 2002. évi mélyfúrás és jele, 3 – 2002. évi sekélyfúrás és jele, 4 – 2002. évi csoportfúrás és jele, 5 – 2003. évi fúrás és jele, 6 – 2002. évi geotechnikai fúrás és jele, 7 – 2002 előtti fúrás és jele, 8 – 2002. évi kutatóárok és jele, 9 – 2002. évi vizhozammérő bukó és jele, 10 – 2002. évi vizhozammérő bukó és jele, 11 – 2002 előtti vizhozammérő bukó és jele, 12 – 2002-2003. évi lyukközi szeizmikus mérési szelvény és jele, 13 – 2002-2003. évi reflexiós szeizmikus mérési szelvény és jele, feltüntetve a behatolási mélység (m), 14 – 2002. évi vetőkutatási szelvény, 15 – 2002. évi sokelektrodás szelvény és jele. Helyzetét l. a 2. ábrán.

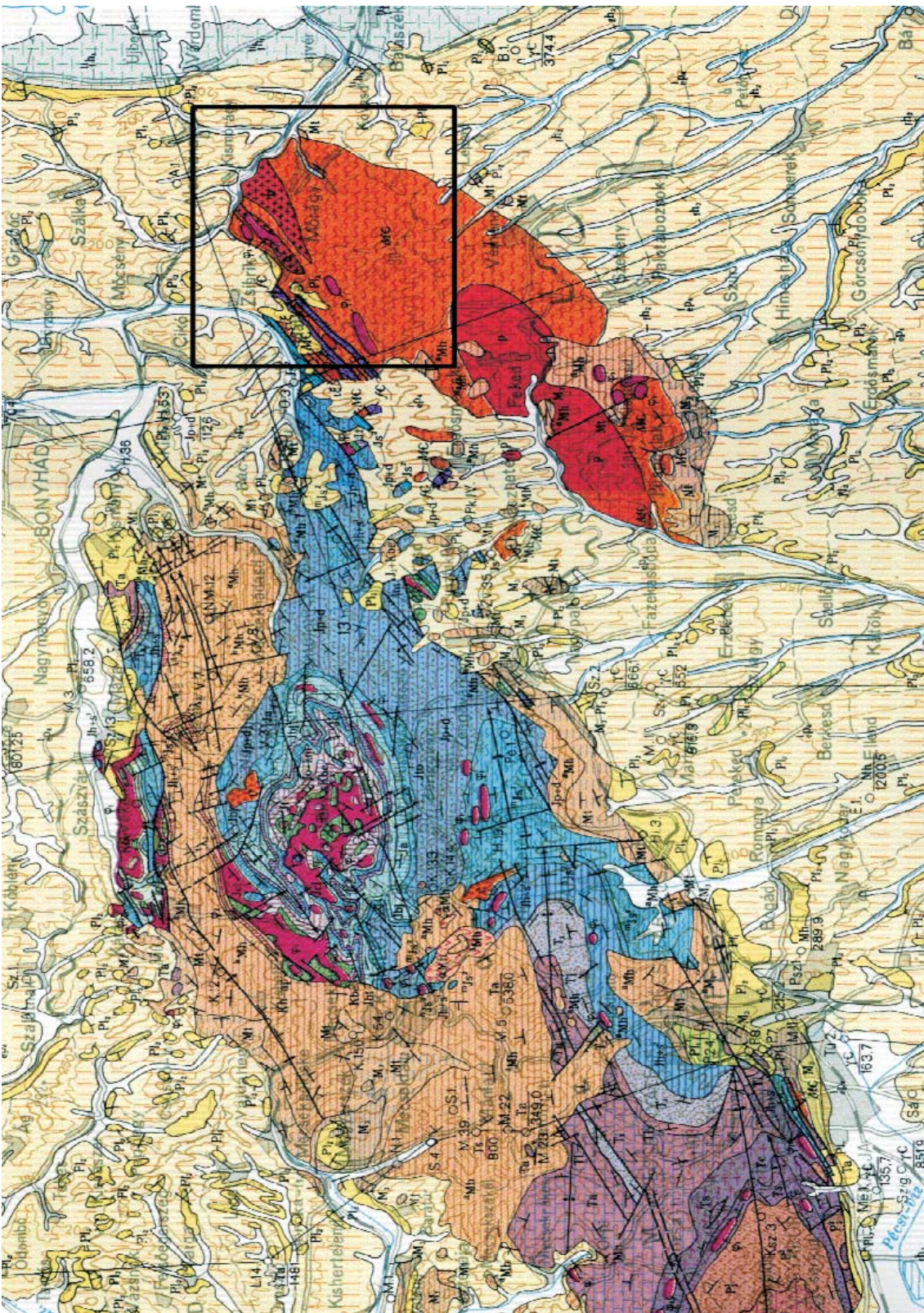


Figure 4. Geological position of the research area
 Red, orange and violet in the SE = Palaeozoic complexes of the Morágy Block; brown, violet, blue, green and red in the rest of the area = Permian to Cretaceous complexes of the Mecsek Mountains; pale brown to yellow = Neogene to Quaternary sediments. Insert from the map by WEIN et al. (1965)

4. ábra. A kutatási terület földtani helyzete
 Vörös, narancs és kékeslila DK-en = a Mórági-rög paleozoikum; barna, lila, kék, zöld és piros = a Mecsek perm-kréta képződményei; fakó barna - sárga = neogén-negyedidőszaki üledékek. Kivágat WEIN et al. (1965) térképéből

The Site was delineated vertically at following levels:

— upper boundary — the “top” — 60 m above sea level; a minimum 100 m fresh granite is located above it;

— lower boundary — the “bottom” — 20 m below sea level; all the deep vertical boreholes, as well as the 3D seismic, areal magnetotelluric and most of cross-hole seismic surveys reached it.

The *state-of-the-research* of the Site is composed of drilling and geophysical data. It is almost the same at the top as it is at the bottom of the Site. Only two inclined boreholes did not totally cross the body of the Site. The distance 200–300 m between the neighbouring boreholes is not too big for producing geological, tectonic and hydrogeological parameters which are sufficient for making decisions about the geological suitability. The lateral extension of the borehole and cross-hole data is based on a 3D seismic and areal magnetotelluric survey, and this was checked by hydrogeological modelling. The western, north-western and northern boundaries of the Site were identified with those of the 3D seismic survey.

Geographically the research area (Figure 2) belongs to the Geresd Hills, while geologically, it is part of the Mórággy Block. In the NW, it spreads onto the SE foreland of the Mecsek Mountains (Figure 4). The Bábaapáti (Üveghuta) Site (Figure 3) is located in the NE part of both the Geresd Hills and the Mórággy Block. Its geology is outlined in detail in other contributions in this volume (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2004; KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDEVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSÍ et al. 2004; ROTÁRNÉ et al. 2004b; SCHENK et al. 2004). Here only the general features are mentioned.

Geological sequences

The Mórággy Block is composed of granitic rocks of the Palaeozoic Mórággy Granite Formation (in Figure 4, it appears as an orange field with red spots). It is limited to an area 2–3 km NW of the Site by the Mecsek-alja Tectonic Zone which is composed of metamorphic rocks of the Palaeozoic Ófalu Formation (in Figure 4, it appears as an alternation of violet and orange strips). The primary contours of the igneous body are unknown and the only observable contact — in the NW — is of tectonic origin. As a consequence, the size of the primary igneous body is unknown, but obviously it was bigger than that 7×18 km block which is now observable on the ground surface or close to it.

Palaeozoic sequences are overlaid below the hills and slopes by Quaternary and, on the periphery of the Mórággy Block, by Pannonian (Upper Miocene to Pliocene) sediments. Palaeozoic sequences only appear in steep valleys (Figure 5). At the Site, below the 270–280 m hilltops, granitic rocks appear at depths around 220–230 m (Figure 6). They are overlaid by the several m thick Tengelic Red Clay Formation (here, Lower to Middle Pleistocene — MARSÍ et al. 2004), which in turn gradually passes into the Paks Loess Formation (Pleistocene).

Figure 5. Geological map of the close vicinity of the Bábaapáti (Üveghuta) Site free of deluvial sediments

1 – Quaternary alluvial and proluvial sediments; 2 – Quaternary sediments (Paks Loess és Tengelic Red Clay Formation); 3 – Cretaceous, Rozsdásserpenyő Formation, trachy-andesite dykes; 4 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzogranite group; 5 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzonite group; 6 – geological contour, supposed; 7 – trace of the geological section (Figure 6); 8 – boundary between Quaternary and Palaeozoic sequences; 9 – borehole and its code. For the location, see Figure 2

5. ábra. Az Bábaapáti (Üveghutai)-telephely közvetlen környékének lejtőüledékektől mentes földtani térképe

1 – negyedidőszaki alluviális és proluviális üledék; 2 – negyedidőszaki üledék (Paksi Löss és Tengelici Vöröstasyag Formáció); 3 – kréta, Rozsdásserpenyői Formáció, trachandezit; 4 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzogranitos közetcsoport; 5 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzonitos közetcsoport; 6 – feltételezett közethatár; 7 – a földtani szelvény (6. ábra) nyomvonala; 8 – negyedidőszaki és paleozoos képződmények határa; 9 – fúrás és jele. Helyzetét l. a 2. ábrán

The upper, approximately 50 m thick part of the granitic rock is weathered; moving downwards the weathering decreases and then disappears altogether. The thickness of the weathering crust probably decreases below the slopes, but relevant data are not available.

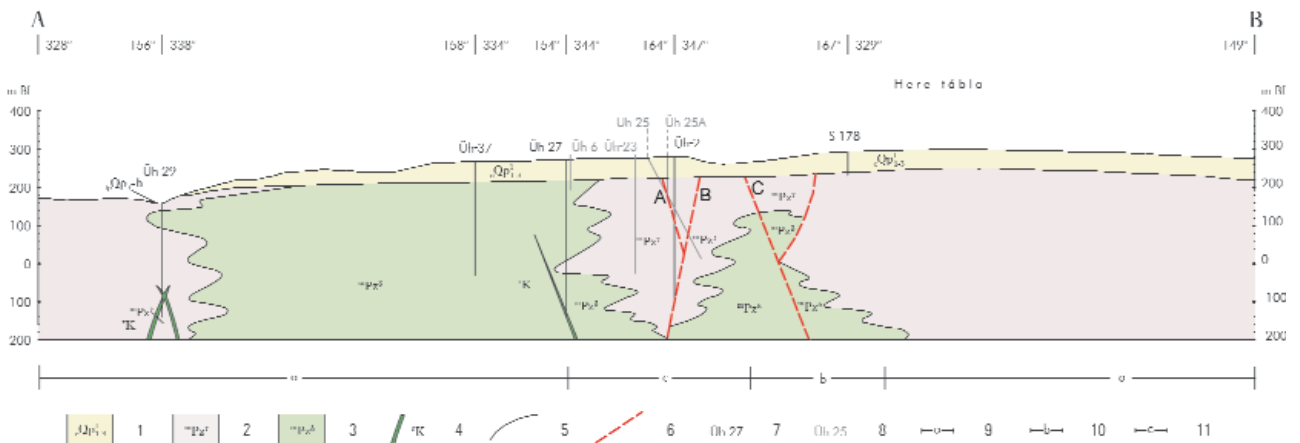
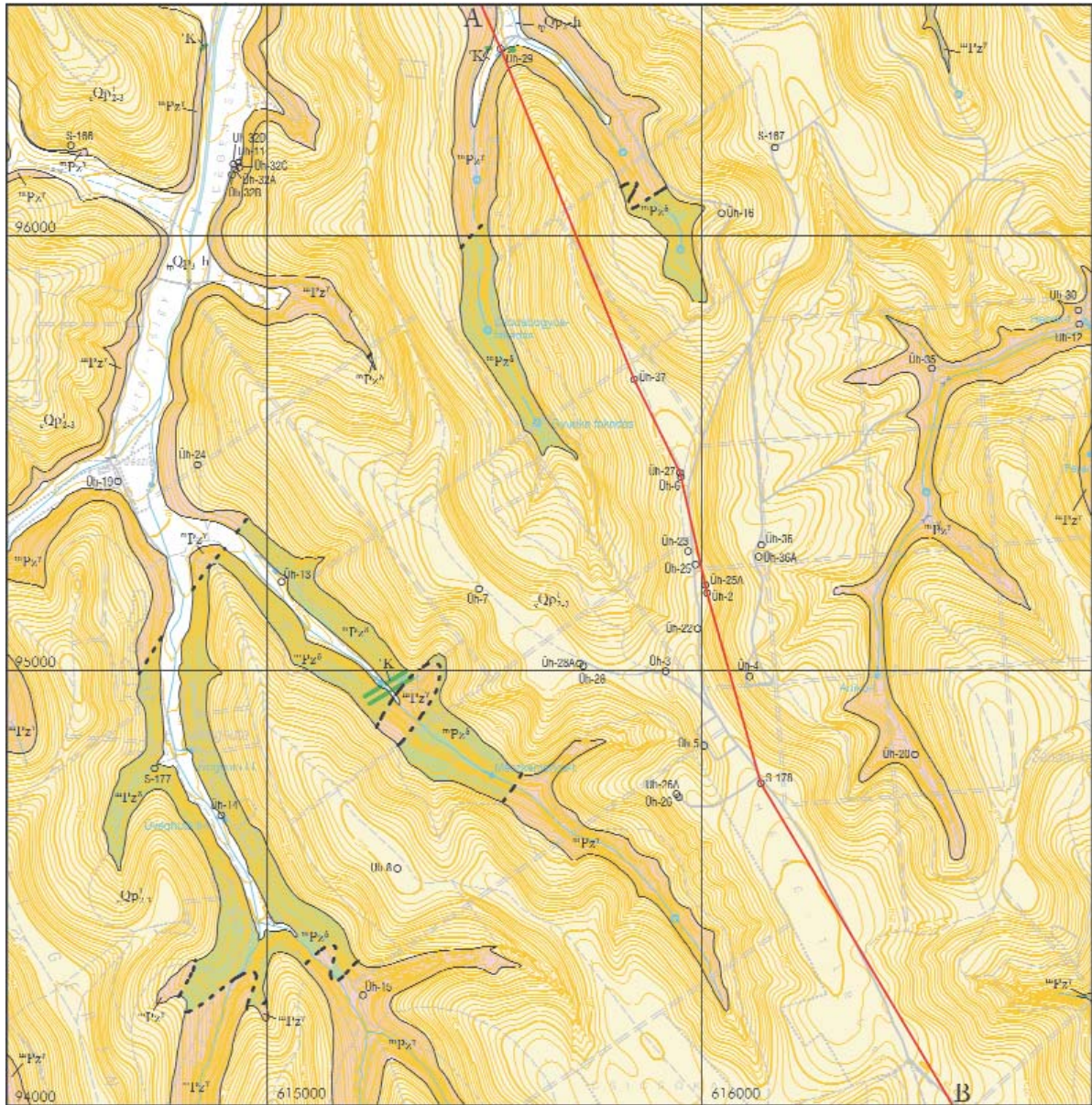
Among the granitic rocks (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) porphyritic monzogranitic, darker and more fine-grained, equigranular monzonitic and lighter aplitic rocks can be distinguished. Within the prevailing monzogranitic rocks, monzonitic rocks form inclusions and bodies which measure up to 1–2 km, always are enclosed, whereas aplitic rocks are visible in dykes (around a few cm or dozens of cm in thickness).

At the site and in its surroundings, on the top of the granitic basement a monzonitic body which was a minimum of 1.2 km² was outlined (Figure 7). In the monzonitic “body” monzonitic rocks are indeed prevalent, but monzogranitic rocks also appear sporadically. In other words, the monzonitic body consists not only of monzonitic rocks. Most of monzogranitic rocks inside the monzonitic body contain considerably more coloured minerals and far less quartz than usual, and contaminated (*i.e.* hybrid) rocks are frequent at the contacts of the different rocks. All this shows that (i) the monzonitic material is enriched, but nowhere is it the only rock type, and (ii) the appearance of the monzonitic material in large amounts is accompanied by an assimilation process.

Figure 6. Geological section across the Bábaapáti (Üveghuta) Site

1 – Quaternary sediments (Paks Loess és Tengelic Red Clay Formation); 2 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzogranite group; 3 – Palaeozoic, Mórággy Granite Formation, monzonite group; 4 – Cretaceous, Rozsdásserpenyő Formation, trachy-andesite dykes; 5 – geological contour; 6 – fracture zone; 7 – borehole within the section and its code; 8 – borehole projected into the section and its code; 9 – foliation of NW dip; 10 – foliation of SE dip; 11 – foliation of mixed dip. For the location, see Figure 5

6. ábra. Földtani szelvény a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen át
1 – negyedidőszaki üledék (Paksi Löss és Tengelici Vöröstasyag Formáció); 2 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzogranitos közetcsoport; 3 – paleozoikum, Mórággyi Gránit Formáció, monzonitos közetcsoport; 4 – kréta, Rozsdásserpenyői Formáció, trachandezit; 5 – földtani határ; 6 – törésvonal; 7 – a szelvény síkjába eső fúrás és jele; 8 – bevetített fúrás és jele; 9 – ÉNy-i dőlésű palásság; 10 – DK-i dőlésű palásság; 11 – vegyes dőlésű palásság. Helyzetét l. az 5. ábrán



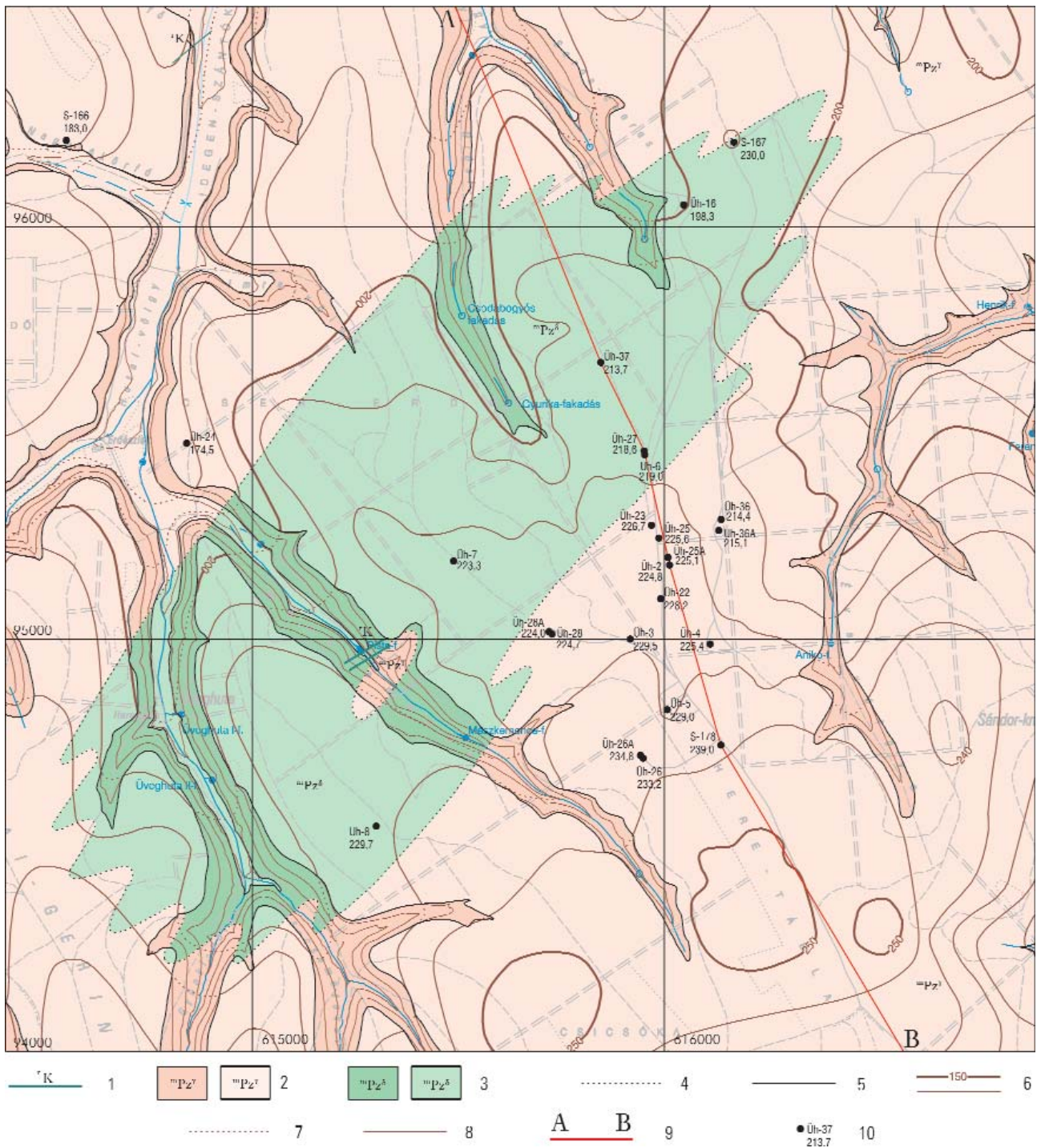


Figure 7. Geological map of the basement surface of the close vicinity of the Bataapati (Uvegghuta) Site

1 – Cretaceous, Rozsdásserpenyő Formation, trachy-andesite; 2 – Palaeozoic, Mórógy Granite Formation, monzogranite group, exposed and buried; 3 – Palaeozoic, Mórógy Granite Formation, monzonite group, exposed and buried; 4 – geological contour, supposed; 5 – boundary between Quaternary and Palaeozoic sequences; 6 – contour lines of the basement top below the hills, m asl; 7 – continuation of the contour lines of the basement top below the hills, m asl, above valleys; 8 – contour lines of the basement top, m asl, below the alluvial sediments in the valleys; 9 – trace of the geological section (Figure 6); 10 – borehole and its code with the depth of the basement (m asl). For the location, see Figure 2

7. ábra. A Bataapati (Uvegghutai)-telephely közvetlen környékének alaphegységfelszín-térképe

1 – kréta, Rozsdásserpenyői Formáció, trachandezit; 2 – paleozoikum, Mórógyi Gránit Formáció, monzogranitos kőzetcsoport, kibúvásban és fedetten; 3 – paleozoikum, Mórógyi Gránit Formáció, monzonitos kőzetcsoport, kibúvásban és fedetten; 4 – feltételezett közhatarár; 5 – negyedidőszaki és paleozoos képződmények határa; 6 – a dombok alatti alaphegységfelszín szintvonalai, m Bf; 7 – a dombok alatti alaphegységfelszín szintvonalainak folytatása a völgyek fölött, m Bf; 8 – a völgykitöltés alatti alaphegységfelszín szintvonalai, m Bf; 9 – a földtani szelvény (6. ábra) nyomvonala; 10 – fúrás jele, a megütemített alaphegység mélységével (m Bf). Helyzetét l. a 2. ábrán

In the borehole columns, the quantity of monzogranitic rocks increases towards the contacts. The contacts were drawn in a rather subjective way showing sections where the monzonitic rocks decrease sharply. Consequently, the contacts of the monzonitic body are not sharp, but transitional, with a gradual alternation of different rocks. The shape of the SE contact of the monzonitic body in vertical sections is very complicated and it is difficult to decide how and from where this complex formation originated. This difficulty is obvious from the complexity of the primary contact of the two rock types and from later fault displacements. For contouring the contact on a map, data are only sufficient for the E. Here, boreholes in the Nagymórágó Valley, as well as outcrops in the upper part of the Valley and W of it, show that the closure is rather sharp.

Granite rocks of intrusive origin suffered regional metamorphism of variable intensity (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) and this has resulted in foliation of the rock and mineral alteration. The prevailing part of the plastic deformation (*i.e.* flattening), as well as the transformation of the quartz into typical sigmoidal lenses (vermicular quartz), is related to the foliation.

Foliation in general strikes in a NE–SW direction — *i.e.* it is approximately parallel to the Mecsekalja Zone, which cuts the intrusive body in the NW, with the prevailing schistosity also around the NE–SW strike.

The igneous rocks of the Mórágó Granite Formation bear a dense network of veins of variable size and orientation. Their infilling is mostly of hydrothermal origin (KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004). The rock-mechanical and hydraulic properties of the veins significantly differ from those of the country rocks and depend on the mineral composition of the veins as follows:

— *Quartz, K-feldspar and epidot* veins are usually welded with the country rocks; they are always closed, compact and impermeable to water.

— *Argillaceous* veins are much more plastic, and are frequently smeared along the fissures. They usually consist of smectites, which — due to their swelling capability — generally increase the impermeability of the fissures or tectonic

zones. On the other hand, these minerals — due to their absorption capacity — can retard radioactive elements which accidentally leak out from the repository.

— *Carbonate* veins are rather unstable from a hydraulic and rock-mechanical point of view: the central part is sometimes open and solution processes can frequently be observed, indicating that these fissures are more permeable.

Palaeozoic rocks of the Mórágó Granite Formation are cut by sub-volcanic dykes (which are several metres wide) of the Cretaceous Rozsdásserpenyő Trachyte Formation. Trachyandesite dykes penetrated by boreholes have undergone intense hydrothermal alteration (montmorillonitisation).

Tectonics

It seems probable that the Mórágó Block, which is composed of the Mórágó Granite Formation, is in an allochthonous position due to the Alpine orogeny. In reflection-seismic profiles there is no sign of the lower boundary of the granitic body. This boundary probably lies at depths of several km and does not influence the tectonic pattern within the research depth interval.

The position of the various rock boundaries as well as the distribution and density of the fault zones are important components of the tectonic pattern.

Rock boundaries within the granite body separate various monzogranitic and monzonitic rocks. On the basis of the interpretation of core scanning images, all of these are clustered around the NW and SE 60–80° with the dominance of NW dips.

The prevailing dip of the *single faults* detected in the borehole acoustic televiewer images is towards the NW and SE (Figure 8). The maxima increase with filtration and increase with the power of the filtration. This can be interpreted in terms of the increase of the scatter of strikes when second- and third-order faults are originated.

The fracture density is highly variable within the research area but it is usually more intense near the surface. In 12 deep boreholes at the Site the mean fracture density with-

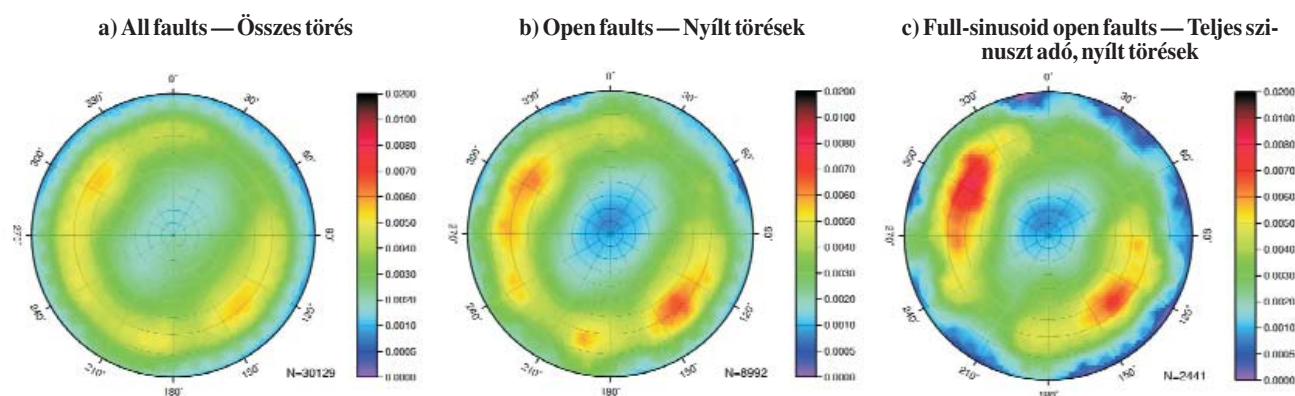


Figure 8. Polar density diagrams from the interpretation of the acoustic borehole television data (with Terzaghi correction)
Lower hemisphere projection

8. ábra. Terzaghi-korrekcióval készült pólussűrűségi diagramok lyukfal-televíziós értékelés alapján
Vetítés az alsó félgömbre

in the granitoid rocks situated between the fracture zones is 12.5 piece/m. It is around half of this value within the monzonitic rocks. The length of each fracture is about 2 m in the outcrops.

The *dykes* of the two main types (leukocratic dykes of the Palaeozoic Mórággy Granite Formation and trachy-andesite dykes of the Cretaceous Rozsdásserpenyő Formation) are of the same dominant strike in a NE–SW direction (Figures 9 and 10).

The *fault zones* are the most critical components of the geology and hydrogeology of the Site. They are difficult to analyse due to their large quantity and high variability. Altogether 110 fault zones were detected; 87 were in 10 deep boreholes of the Site, 16 in 2 deep boreholes, and 7 in 2 shallow boreholes in the area surrounding the Site.

The vertical thickness of the fault zones at the Site falls within the interval 1.5–46.1 m, with a mean of 6.2 m and the most frequent value being 5 m. There are 14 fault zones thicker than 10 m; most of them (10) contain fault breccia and fault gouges. The vertical thickness reaches its maximum in the deep boreholes Űh–4 and Űh–5 (43.2 and 46.1 m, respectively).

In the biggest fault zones there are probably more argillaceous components, but these cannot be classified on the basis of either the composition, or the distribution of the fissure infillings.

It would be possible to obtain the most reliable data on the dip orientation and dip angle of the fault zones on the rims of the zone, along the boundary between the country rocks and the brecciated zone. This boundary, however, is only visible in borehole televiewer images in the case of fault zones with a thickness which does not exceed the drilling diameter (a maximum of 96 mm), and is not visible when the fault zones are thicker. Therefore, various working hypotheses had to be applied to relate the position of fault zones to the position of single faults.

These working hypotheses were checked in the quarry at the Anyák-kútja Spring. The results obtained here demon-

strate that the relationships between the fault zones and accompanying single fractures vary from zone to zone, and even in the best case the correspondence is loose. Consequently, if the contacts of the fault zones are not observable, there is not much chance of reliably detecting the respective position of the zones since indirect criteria based on the orientation of accompanying external or internal fractures are usually not approved. However, detailed mapping of future tunnels could produce new information on the position of the fault zones.

The number of the fault zones at the Site is too big to be dealt with properly. Comparative analysis of dozens of parameters of the fault zones did not lead to their classification into types, which are clearly different from each other. It was concluded that displaying fault zones in space could only be possible after screening of the zones using an external criterion.

It was clear that the hydrogeological pattern is one of the most important factors in any suitability assessment of the Site. As a consequence, it seemed to be most reliable to select fault zones which have an obvious effect on the hydrodynamic pattern as follows:

- a response to water pumping in a borehole during water sampling or interference testing in other borehole(s), or
- a sharp change in the groundwater-head distribution within a borehole was detected.

Three combinations of the responses and head distributions are possible and all of them can be detected at the Site:

— Fault Zone **B** could be detected in an identical way from both responses and head distributions (Figure 6). This can be regarded as a first-order type.

— Fault zones **A** and **C** could only be detected from responses (Figure 6). Zone **A** is penetrated by Borehole Űh–2 and it shows no head change. This can be regarded as a second-order type.

— Nine other fault zones could only be detected from head distributions, and their respective positions can only be

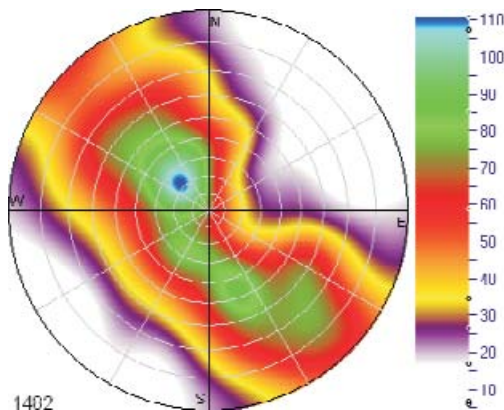


Figure 9. Polar density diagram of the Palaeozoic acid dykes in the boreholes

Lower hemisphere projection

9. ábra. A fúrásokban észlelt paleozoos leukokrata telérközetek pólussűrűségi diagramja

Vetítés az alsó félgömbre

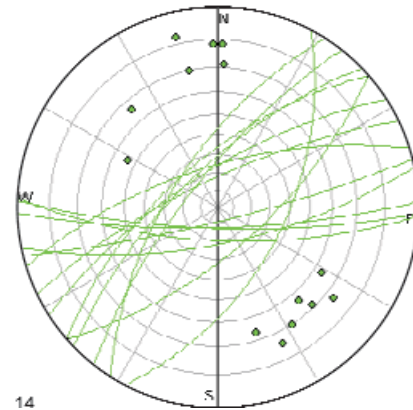


Figure 10. Stereogram of the Cretaceous trachyandesite dykes in the boreholes

Lower hemisphere projection; arch = trace of a plane, dot = pole of a plane

10. ábra. A fúrásokban észlelt kréta trachandezit-telérközetek sztereogramja

Vetítés az alsó félgömbre; ív = sík nyomvonala, pont = sík pólusa

judged in a very hypothetical way. This can be regarded as a third-order type.

No signs of any *Quaternary faults* were observable in either outcrops or in the geophysical profiles. It could be concluded that no fault which has been rejuvenated in the last 800,000 years can be observed both at the Site and in its surroundings; the Quaternary sediments are undisturbed and dip at low angles. Consequently, the likelihood of displacements over the last 100,000 years at the Site can be excluded.

The *Mecsekajla Zone* at the southern foot of the Mecsek Mountains is a peculiar component of the tectonic pattern of the region. In the NE, the Zone runs in a NE–SW direction and forms a boundary between the high and low lands shown in the topography, and is also a boundary between Mesozoic and Palaeozoic rocks in the geology. The width of the Zone is only about 700–1500 m, whereas its length is a minimum of 60 km. As a consequence, without any special analysis it can be suggested that the Zone is of tectonic origin, and its infilling arrived at its position due to displacements; furthermore, this infilling can be understood as a giant fault breccia (*i.e.* melange).

From Bataapáti towards the SW, up to the Village of Pusztakisfalu, the Mecsekajla Zone is composed of metamorphic rocks of the Ófalu Formation. No data exist on its Quaternary rejuvenation. Geodetic monitoring on the outcropping section of the Mecsekajla Zone did not reveal any sign of displacements. However, the preciseness of the measurements is not yet sufficient for long-term predictions.

Hydrogeology

At the Site and in its surroundings the *groundwater table* is located at depths of 20–70 m, mostly in weathered granites. Most of the infiltrated water is transported laterally, and 4–5% of the total water only filtrates into fresh granites, giving a value of 1.0–1.2 mm/year. The porosity and hydraulic conductivity of the weathered granite below the hills gradually increases upwards. As a consequence, the groundwater table here is not sensitive to the infiltration and its position oscillates within 1–2 m.

Water, which moves laterally from below the hills, gets close to the ground surface again in neighbouring valleys. Water, which flows from the fresh granite into the weathered zone below the valleys, accounts for only an insignificant part of the local water balance: 3.3–4.3% according to hydrogeological computations and a maximum of 5–6% according to computations from hydrogeochemical parameters.

Fresh granite below that which is weathered acts as a fractured aquifer: water flow takes place mainly along single fissures, which are by several orders of magnitude more permeable than the rock matrix with small fractures. It can be concluded from interference testing and single-hole hydrodynamic testing of the most permeable structures, that the fracture system in the granites seems to be

hierarchical, and to consist of several hundred metres-long permeable structures and an extended background fracture system.

The hydraulic conductivity of the fractured granite varies between 10^{-6} and 10^{-12} m/s; its distribution is lognormal, with a mean of 3×10^{-9} m/s and a 17 times bigger ($\log 17 = 1.23$) standard deviation. Mean permeabilities for the boreholes drilled at the Site differ from each other not more than 5–10 times.

In the boreholes drilled at the Site the groundwater heads usually decrease with the depth. This indicates a downward-directed flow; the spatial *head pattern* is rather variable. Groundwater heads in the boreholes form two groups and these differ from each other in a relatively clear way. In the southern part of the Site, heads in the boreholes south of the damming zone between Boreholes Üh–2 and Üh–22 (*i.e.* first-order Zone **B**) are about 210–220 m (at 200 m above sea level) and 205–210 m (at 0 m above sea level). Heads in the boreholes north of the same zone vary between 190–200 m. Heads in the Borehole Üh–2 — despite their fitting in with the values typical in the northern part of the Site — are low at the given point of the flow system. This can be regarded as an anomalous feature. On the other hand, the upper section of Borehole Üh–23 displays heads which are higher than in its surroundings.

Most of the boreholes are characterised by intervals with almost constant heads, their length being between several tens of metres and 100–150 m. These intervals are separated by head steps of around 5–20 m. These steps are connected with *damming-isolating zones*, which coincide with intensely altered, argillated fault zones. These zones dismember the flow system of the fresh granite into virtually separated units. Hydrodynamic modelling revealed that the damming zones extend laterally for at least several hundreds of metres. Their hydraulic conductivity does not exceed 10^{-10} – 10^{-11} m/s. Damming-isolating zones are more frequent in the southern part of the Site, in Boreholes Üh–4, Üh–5 and Üh–26. In the north, in the head sections of Boreholes Üh–27 and Üh–37 there are no steps, which could indicate damming-isolating zones.

Influxes cannot be related to specific faults: they are connected with fractures dipping SE 60–80° and NW 70–80°; these are similar to most of the other fractures.

Transmissivity of the principal permeable structures falls in an interval between 8×10^{-6} m²/s and 2×10^{-5} m²/s. This value is a two and a half orders of magnitude higher than the interval in the fractured granite. Intervals between 104–135 m below sea level in Borehole Üh–27 and between 71–104 m below sea level in Borehole Üh–29 are of extremely high transmissivity. They can be related to zones composed of open fractures connected with each other around trachy-andesitic dykes

By means of advective *transport modelling* performed after calibration of the hydrogeological data, travel times and points of water particles starting from the Site at 0 m above sea level were computed. Flow paths from the Site

reach the ground surface in the section of the Hutai Valley between the mouth of the Hosszú Valley and the Village of Bátaapáti, as well as in the section of the valley with the Mórág Creek between the Henrik Spring and the Village of Mórág. Travel times for the nearest points are between 800 and 5000 years, and those for the points situated further away are between 20,000 and 50,000 years.

For the site and its close surroundings, a map of travel times (Figure 11) was compiled. Travel times of more than

conductive structures. The latter generate flow paths with relatively short travel times.

Summary

The geological, tectonic, geodynamic and hydrogeological pattern of the Site was studied in detail. This study was sufficient to enable it to be stated that it is suitable and for

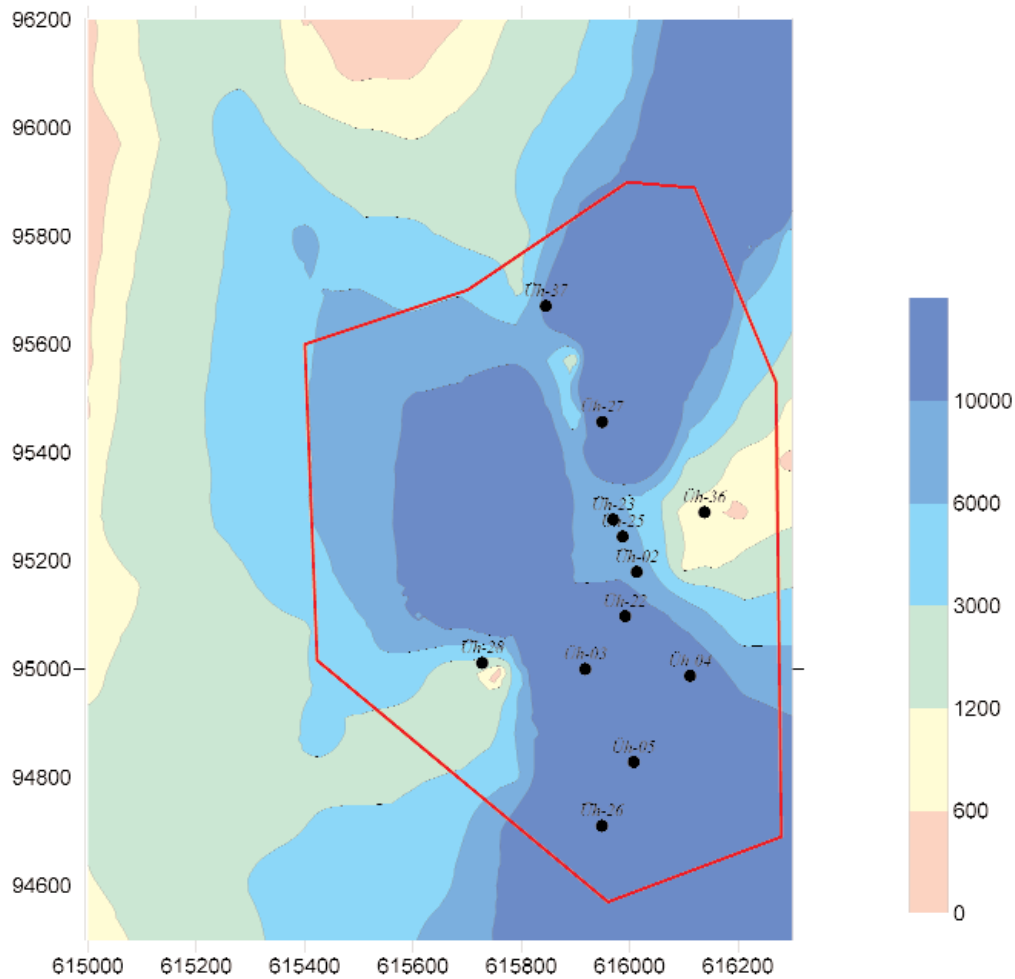


Figure 11. Travel time map of the Bátaapáti (Üveghuta) Site for the flow paths from the 0 m asl. The colours indicate the arrival time to the ground surface in years, the red polygon indicates the contour of the Site

11. ábra. Felszínre érkezési idők a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen 0 m Bf szintről indított áramvonalak esetén. A színek a felszínre érkezési időt mutatják évben; a piros sokszög a telephely körvonala

ten thousand years are displayed in the NE, the central and the SE parts of the Site. Drilling data only exist for the latter.

Relatively short (*i.e.* less than 600 years) travel times were found for conductive structures. These are traceable through Boreholes Üh–2 and Üh–36 towards the Éva Valley in the NE and through areas south of Borehole Üh–28 towards the Mészkenyecs Valley in the WSW. In those parts of the Site which are not explored by boreholes the map can be significantly changed due to the presence of damming or

elaborating a concept for its further exploration (BALLA 2004) and its repository concept (BÉRCI et al. 2004).

Acknowledgements

The author expresses his gratitude to those more than 200 scientists and engineers as well as to the more than 160 other participants whose work helped towards the success of the ground-based exploration of the Bátaapáti (Üveghuta) Site.

References — Irodalom

- BALLA, Z. 1997: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal, 1993–1996 (Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezését célzó földtudományi kutatás, 1993–1996). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1996/II.*, pp. 27–45.
- BALLA, Z. 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 59–90.
- BALLA, Z. 2004: Geological suitability and concept of the further exploration of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely földtani alkalmassága és továbbkutatási koncepciója]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z., MOLNÁR P. 2004: Hydrodynamic testing at the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [Kútvizsgálatok a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BÉRCI, K., TAKÁCS, T., GRESCHIK, GY., MESTER, J., MUHEL, J., VERBŐCI, J. 2004: Disposal concept of low- and intermediate-level radioactive waste at Bábaapáti (Üveghuta) Site [A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezési koncepciója a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GOLDSWORTHY, M., DANKÓ, GY., FODOR, J. 2004: Probabilistic and fuzzy approach to safety assessment for the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely biztonsági értékelése]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., SZEGŐ, I. 2004: Boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Fúrások mélyítése a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., HAVAS, G., MAROS, GY., TURCZI, G., SZEBÉNYI, G. 2004a: Geological-tectonic documentation in the Bábaapáti (Üveghuta) site [A földtani dokumentálás rendszere a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., SZEGŐ, I., VERBŐCI, J., SZIEBERT, GY. 2004b: Implementation and examination of mining and technical facilities in the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Bányászati és műszaki létesítmények mélyítése és vizsgálata a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- HORVÁTH, I., SZŐCS, T., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2004: Hydrochemistry and water ages at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A vízkörök alakulása a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KIRÁLY, E., KOROKNAI, B. 2004: Magmatic and metamorphic evolution of north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., FÖLDVÁRI, M. 2004: Hydrothermal minerals and features in the Mórág Granite Formation (Hidrotermális képződmények és jelenségek a Mórági Gránit Formációban). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAH-SBESS, L., BÀN-GYÖRY E. 2004: Tectonics and structural history of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezetalakulása). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., HORVÁTH, I., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAH-SBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004a: Recharge and discharge conditions in the north-eastern Mórág Block (Utánpótlódási és megcsapolási viszonyok a Mórág-rög ÉK-i részén). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004b: Hydrogeological monitoring network at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Vízföldtani megfigyelőhálózat a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SCHENK, V., BALLA, Z., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., DUDKO, A., MAROS, GY., PICHL, R., JECHUMTÁLOVÁ, Z., JECHUMTAL, M. 2004: Earthquake hazard assessment of the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely földrengéskockázata]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SZONGOTH, G., ZILAH-SBESS, L., SZÜCSI, P. 2004: Well logging at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- TÖRÖS, E., NEDUCZA, B., PRÓNAY, ZS., ZILAH-SBESS, L., SZÜCS, I., GACSÁLYI, M., MENYHEI, L. 2004: Complementary surface and borehole, seismic and radar measurements at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Kiegészítő felszíni és lyukbeli, szeizmikus és radar mérések a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- VÉRTESY L., FANCSIK T., FEJES I., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KOVÁCS A. CS., KOVÁCS P., KISS J., MADARASI A., SÖRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z. 2004: Geophysical survey at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Felszíni geofizikai mérések a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (in this volume).

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephely általános jellemzése

BALLA ZOLTÁN

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, felszín alatti elhelyezés, gránitok, kis aktivitású hulladék, Magyarország, Mórággyi-rög, radioaktív hulladék, talajvíz, telephelykutató, töréses övek, vízvezető képesség

Összefoglalás

A Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyt az ország egész területének szakirodalmi vizsgálatától 1993-ban kiindulva, fokozatos megközelítéssel 1997-ben jelöltük ki a paleozoos korú Mórággyi Gránit Formáció közeiteiben. A telephelyet 1997–1999 és 2002–2003 folyamán kutattuk meg fúrásokkal, ásott kutakkal, kutatóárokokkal, változatos geofizikai módszerekkel, s a +60 és -20 m Bf közötti szinten egy koordinátákkal meghatározott 872 637 m²-es területen határoltuk le.

A 2002–2003. évi kutatásban többtucat intézmény több száz munkatársa vett részt. A telephely földtani, tektonikai, geodinamikai és vízföldtani képét kielégítő részletességgel tanulmányoztuk ahhoz, hogy alkalmassága megállapítható és továbbkutatási, valamint tároló-konceptiója kidolgozható legyen.

Bevezetés

Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésének programja több mint tíz éve indult meg. Az első néhány évben a befogadó földtani képződmény kijelölését célzó, földtani szempontú országos szűrés zajlott, majd a potenciálisan alkalmasnak minősített területeken a társadalmi elfogadás föltérképezése folyt. 1996-ban három helyszínen egy-egy kutatófúrás mélyült, és összehasonlító biztonsági értékelés készült. Az év végén hozta meg a Nemzeti Célprogram Irányító Testület a döntését, amelyben kimondta, hogy felszín alatti elhelyezésre szolgáló telephely továbbkutatását javasolja a Mórággyi Komplexum (most Mórággyi Gránit Formáció) gránitjában, Bábaapáti térségében (BALLA 1997).

Ezek után 1997 és 1999 között intenzív földtani kutatás folyt a területen: elsőként földtani és vízföldtani térképezés és előzetes helykiválasztás (sekélyfúrások, geofizikai mérések), majd a kiválasztott területen telephelyi mélyfúrások, a tágabb körzetben sekélyfúrások, kútpárok létesítése történt. A kutatások során mindazon korszerű kutatási módszereket alkalmaztuk, amelyek a terület megismerésével kapcsolatosan eredményesnek tűntek. Tisztáztuk a fi-

atal, laza fedőüledék települési viszonyait, litológiai sajátosságait. Vizsgáltuk a befogadó kőzettestként szóba jövő gránittest felszínét, szerkezeti és kőzettani sajátosságait, s a tároló szempontjából elsődleges fontosságú hidrogeológiai helyzetét. Széleskörű felszíni és mélyfúrás-geofizikai mérések, geokémiai mintázás mellett kútvizsgálatok zajlottak, földtani, tektonikai fölmérések és összegzések születtek, vízföldtani modellek készültek (BALLA 2000). A kutatás nyomán kapott eredmények biztonsági elemzésbe épültek be.

Bár a lezajlott kutatás átfogónak indult, számos lezáratlan kérdés, tisztázatlan probléma maradt, amely a kutatás folytatását igényelte. A továbbiakban azonban két és fél évig, egészen 2001 végéig a kormányzati szinten meglévő kedvezőtlen politikai megítélés miatt a földtani kutatás szünetelt. Ekkor megváltozott a politikai akarat, és a területen tovább folytatódhatott a földtani kutatás, amelynek első szakasza volt a másfél évre tervezett felszíni kutatás.

A felszíni kutatás (1. ábra) egy nagyvolumenű, intenzív földtani kutatási program volt, számos felszíni kutatóobjektummal: mély- és sekélyfúrásokkal, kutatóárokokkal, ásott kutakkal, nagyszámú vizsgálattal. A terepi munkák zöme 2002-re esett. A felszíni kutatás az eddig képződött hatal-

mas mennyiségű adat, eredmény, információ integrált értelmezésével 2003-ban zárult.

A lefolytatott munkálatok áttekintése

A kutatás során 23 fúrást mélyítettünk, közülük 8 fúrás mélysége 300–411, a többi <101 m volt (GYALOG, SZEGŐ 2004). 2 kutatóárkot hajtottunk ki 1490,3 m összhosszban, és 3 ásott kutat mélyítettünk 73,3 m összhosszban, továbbá kilenc vízhozammérő műtárgyat (bukót) létesítettünk (GYALOG et al. 2004b). A fúrásokon mélyfúrás-geofizikai méréseket (SZONGOTH et al. 2004), kútvizsgálatokat (BALLA, MOLNÁR 2004) és különböző lyukgeofizikai méréseket (TÖRÖS et al. 2004) folytattunk le. A fúrásokról és az árkokról földtani és tektonikai, az ásott kutakról földtani dokumentációt készítettünk (GYALOG et al. 2004a). A kutatólétesítményeket bevontuk a vízföldtani monitoringrendszerbe (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). A felszínről nagy volumenben végeztünk geofizikai méréseket (VÉRTESY et al. 2004). Anyagvizsgálatot sokféle módszerrel, különféle laboratóriumokban folytattunk le.

A felszíni kutatásban összesen 11 kutatóintézet és 26 magáncég vett részt. A kutatóintézetek közül a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) 60, illetve 28 felsőfokú végzettségű, továbbá 26, illetve 10 egyéb végzettségű munkatársa dolgozott a kutatásban (a többi 9 intézmény ugyanezen számai 37, illetve 12 voltak). 8 magáncég 70 felsőfokú végzettségű, továbbá 78 egyéb végzettségű munkatársát irányította ide (a többi 18 cég ugyanezen számai 22, illetve 44 voltak). A felszíni kutatáson tehát a 2002–2003 folyamán hosszabb-rövidebb ideig foglalkoztatottak száma megközelítette a 400-at.

A telephely lehatárolása és megkutatottsága

A felszíni kutatás célja a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére kijelölt telephely olyan szintű megismerése volt, hogy a földtani alkalmasságot (BALLA 2004) illetően a jogszabályi követelmények teljesülése igazolható legyen. A telephely földtani alkalmasságának megítélésében igen fontos szerepet játszanak a vízföldtani modellezés eredményei (BALLA et al. 2004). A telephely vízföldtani modellezése csak tágabb környezetbe ágyazva folytatható le. A modellezési terület kijelöléséhez igyekeztünk természetes határokat — a Hutai-patak és a Mórággyi-víz vízgyűjtőjének határát (vízválasztóját), valamint a Lajvér-patakot — felvenni. A biztonsági értékelések (GOLDSWORTHY et al. 2004) fontos részét képező modellek ugyanezen terület adataira támaszkodnak.

A modellezési terület körvonala (2. ábra) meglehetősen bonyolult. A vízföldtani modellhez szükséges információt e bonyolult idom köré írt téglalap alakú területre (2. ábra) állítottuk elő. A továbbiakban ezt nevezzük *kutatási területnek*.

A 2002–2003. évi kutatás során nyilvánvalóvá vált, hogy felszíni módszerek alapján telephelyként csak olyan térrész jelölhető ki, amelyen belül a létesítmény konkrét helyének kiválasztásához még további, részben felszín alatti vágatokból lefolytatott kutatásra van szükség. Ezért olyan *telephelyet* jelöltünk ki, amely gyakorlatilag valamennyi, telephely-kutatási és -bővítési céllal lemélyített fúrást és az azok nyomán feltételezhető perspektivikus területet magában foglalja (3. ábra), alapterülete $872\,637\text{ m}^2$.

A telephely határait szelvényben az alábbi szinteken rögzítettük:

— a telephely felső határa — teteje — $+60$ m Bf, az a szint, amely fölött legalább 100 m felszín közeli hatásoktól mentes üde gránit van;

— a telephely alsó határa — talpa — -20 m Bf, az a szint, amelyen még túljut minden függőleges mélyfúrás, a teljes 3D szeizmikus és hálózatos magnetotellurikus felvétel és a lyukközi geofizikai szelvények döntő része.

A telephely *megkutatottsága* fúrások és geofizikai mérések együtteséből adódik. A telephely tetején és talpán a megkutatottság csaknem azonos, a telephely belsejét csak a két ferdefúrás nem harántolta át teljesen. A szomszédos fúrások közötti, zömében 200–300 m-es távolság ahhoz nem túl nagy, hogy a földtani, tektonikai és vízföldtani paraméterek ismeretét az alkalmasság megítéléséhez elegendő szintre hozza. A fúrási és fúrasközi adatok oldalirányú kiterjesztése a 3D szeizmikus és hálózatos magnetotellurikus mérésekre, továbbá a szeizmikus reflexiós szelvényekre, ellenőrzése a vízföldtani modellezésre támaszkodik. A telephely Ny-i, ÉNy-i és É-i határát a 3D szeizmikus mérések körvonala jelöli ki.

A földtani felépítés főbb elemei

A kutatási terület (2. ábra) földrajzilag a Geresdi-domb-sághoz, földtanilag a Mórággyi-röghöz tartozik, ÉNy-on a Keleti-Mecsek előterére terjed át (4. ábra). A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely (3. ábra) a Geresdi-dombság, illetve a Mórággyi-rög ÉK-i részén van. A földtani képet részletesen ismertetjük a jelen kötet más munkáiban (BALLA et al. 2004; HORVÁTH et al. 2004; KIRÁLY, KOROKNAI 2004; KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004; MAROS et al. 2004; MARSÍ et al. 2004; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b; SCHENK et al. 2004), itt csak az összképet vázoljuk fel.

Földtani képződmények

A Mórággyi-rög a paleozoos Mórággyi Gránit Formáció gránitközetéből áll (a 4. ábrán narancsszínű mező piros foltokkal), amelyeket a telephelytől 2–3 km-re ÉNy-ra az ugyancsak paleozoos Ófalui Formáció metamorf kőzeteiből álló Mecsek-alja-öv (a 4. ábrán lila és narancsszínű sávok váltakozása) határol. Az eredeti magmás test körvonalai ismeretlenek, a kőzettest egyetlen megfigyelhető határa — az ÉNy-i — tektonikus eredetű. Így az eredeti magmás test méretei is ismeretlenek, de minden bizonnyal

jóval nagyobbak voltak a jelenlegi felszínen látható 7×18 km-esnél.

A paleozoos képződményeket a dombokon és lejtőkön negyedidőszaki — alattuk a peremeken pannóniai — üledék fedi, s a paleozoos képződmények csak a meredek völgyekben bukkannak felszínre (5. ábra). A telephelyen és környékén a 270-280 m magas dombtetők alatt a gránitkőzetek 220-230 m mélységben vannak (6. ábra). Fedőjükben néhány m vastagságban a Tengelici Vörösgyag Formáció (itt alsó-középső-pleisztocén, MARSJ et al. 2004) települ, amelyet felfelé — fokozatos átmenettel — a Paksi Löss Formáció (pleisztocén) vált fel.

A gránitkőzetek felső kb. 50 m-e mállott, a mállás lefelé fokozatosan gyengül, majd megszűnik. A mállási kéreg vastagsága a lejtők alatt valószínűleg csökken, de konkrét értéke ismeretlen.

A gránitkőzetek között (KIRÁLY, KOROKNAI 2004) porfíros szövetű monzogranitos, sötétebb, apróbb, egyenletesen szemcsés monzonitos és világosabb aplitos kőzetek különböztethetők meg. A döntő túlsúlyban lévő monzogranitos kőzeteken belül a monzonitos kőzetek zárványokat és 1-2 km-t is elérő, de mindig zárt testeket alkotnak, míg az aplitos kőzetek cm-dm vastagságú telérekben települnek.

A telephely körzetében az alaphegység felszínén egy, legalább 1,2 km²-es méretű monzonitos test körvonalazódik (7. ábra). A monzonitos test olyan képződmény, amelyben ugyan túlsúlyban vannak a monzonitos kőzetek, de hol itt, hol ott megjelennek monzogranitos kőzetek is. Más szóval a monzonitos test nem tisztán monzonitos kőzetekből áll. A monzonitos test belsejében a monzogranitos kőzetek nagy része a szokásosnál jóval több színesásványt és kevesebb kvarcot tartalmaz, s a kétféle kőzet határán gyakoriak a kontaminált (hibrid) kőzetváltozatok. Mindez arra mutat, hogy a monzonitos anyag csak feldúsul, de sehol sem válik egyedülivé, s nagyobb mennyiségben való megjelenését asszimilációs folyamatok kísérik.

A fúrási rétegsorokban a monzogranitos kőzetek mennyisége a kontaktus felé nő, s a kontaktust — meglehetősen szubjektív módon — ott vontuk meg, ahol a monzonitos kőzetek mennyisége lényegesen lecsökken. A monzonitos test kontaktusa tehát nem éles, hanem fokozatos átmenettel, váltakozással jellemezhető. A monzonitos test szelvénybeli DK-i kontaktusának tényleges alakja igen bonyolult, de nehéz tisztázni, hogy ez a bonyolultság hol származik a kétféle kőzet eredeti kontaktusának minden bizonnyal bonyolult alakjából, és hol törések menti utólagos elmozdulásokból. A kontaktus térképi alakjának körvonalazásához csak K-en van elég adatunk. Itt a Nagymórággyi-völgyben lévő fúrások, valamint a völgy felső részén és a völgytől Ny-ra lévő kibúvások meglehetősen meredek záródásról tanúskodnak.

Az intruzív eredetű gránitkőzetek változó intenzitású regionális metamorfózist szenvedtek (KIRÁLY, KOROKNAI 2004), amelynek eredménye a kőzetek palássága és ásványaik átalakulása. A palássághoz kapcsolódik a kőzetet ért képlékeny alakváltozás (lapulás) döntő része, valamint a jellegzetes szigmoidálisan hajlott kvarclencsék („férgek” kvarc) képződése.

A palásság átlagosan ÉK–DNy-i csapású, tehát meglehetősen párhuzamos az intruzív testet északról határoló Mecsek-alja-övvvel, amelyen belül a palásság csapása uralkodóan ugyancsak kb. ÉK–DNy-i helyzetű.

A Mórággyi Gránit Formáció magmás képződményeit sűrűn szövik át különböző méretű, irányú erek, amelyek anyaga nagyrészt hidrotermális eredetű lehet (KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDEVÁRI 2004). A repedések kőzetmechanikai és hidraulikai tulajdonságai a befogadó kőzetektől általában nagyon eltérőek, és a következőképpen függenek a repedéskitöltések anyagától:

— A kvarc, kálföldpát, epidot anyagú repedéskitöltések a befogadó kőzettel általában összeforrtak, mindig zártak, kemények, nem vízáteresztőek.

— Az agyagásványos összetételű repedéskitöltések sokkal plasztikusabbak, gyakran elkenődnek a hasadékok mentén. Összetételükben nagyrészt szemektitek vesznek részt, amelyek duzzadóképeségükkel általában növelik a repedések, illetve a töréses övek impermeabilitását, míg adszorpciós tulajdonságaikkal szerepük lehet a hulladékból származó radioaktív anyagok megkötésében.

— A karbonátos erek hidraulikai, illetve kőzetmechanikai szempontból meglehetősen instabilak: központi részük néha üreges, gyakran visszaoldódási folyamat is megfigyelhető, ami átjárhatóbbá teszi ezeket a repedéseket.

A Mórággyi Gránit Formáció paleozoos kőzeteit a kréta korú Rozsdáserpenyői Trachit Formáció szubvulkáni telérei szelik át néhány m-es vastagságban. A fúrásokban harántolt trachandezit-telérek nagyfokú hidrotermális bontást (montmorillonitosodást) szenvedtek.

Tektonika

Valószínűnek látszik, hogy a Mórággyi-rögöt alkotó Mórággyi Gránit Formáció az alpi gyűrődés következtében allocthon helyzetben települ. Reflexiós szelvényben semmi jelét nem találták a gránittest alsó határának, amely így több km-es mélységben lehet, s a kutatási mélységtartományban a tektonikai képet nem befolyásolja.

A tektonikai kép fontos jellege a különböző kőzethatárok települése, valamint a töréses övek elrendeződése és sűrűsége.

A gránittesten belül a kőzethatárok különböző monzogranitos és monzonitos kőzettípusokat választhatnak el egymástól. A magszkenneres értelmezés alapján mindezekben ugyanaz a két iránymaximum jelentkezik: ÉNy-i és DK-i, 60–80° közötti dőléssel, az ÉNy-i irány túlsúlyával.

Az egyedi törések uralkodó dőlésiránya az akusztikus lyukfal-televíziós értékelés alapján ÉNy-i és DK-i (8. ábra), a maximumok a szűréssel és a szűrési kritérium erősödésével növekednek. Ez arra mutathat, hogy a rendenként egymásból kiinduló másod- és harmadrendű törések egyre változatosabb csapásirányú töréseket eredményeznek.

A fúrásokban tapasztalt töredezettség (db/m) a kutatási területen erősen ingadozik, általában a felszín közelében nagyobb. 12 telephelyi fúrásban a töréses övek közötti gránitoid kőzetek átlagos töredezettsége 12,5 db/m, de a mon-

zonitos kőzetekben ennek alig a fele. A feltárásokban mért töréshosszak 2,0 m körülnek adódtak.

A *kőzettelérek* két típusának (a Mórági Gránit Formáció leukokrata telérei és a kréta korú Rozsdáserpenyői Formáció trachandezit-telérei) uralkodó iránya egyaránt ÉK–DNy-i (9. és 10. ábra), vagyis a közettani határok, a palásság és a töréses övek fő irányát követi.

A *töréses övek* a telephely földtani felépítésének és vízföldtani jellegeinek legkritikusabb elemei, amelyeknek sokasága és változatossága nehezíti az értelmezésüket. Összesen 110 töréses övet határoztunk meg, ebből 87-et a telephely 10, 16-ot a telephelykörnyezet 2 mélyfúrásában, valamint 7-et a telephelykörnyezet sekélyfúrásaiban.

A telephelyi töréses övek függőleges vastagsága 1,5 m-től 46,1 m-ig változik, átlagosan 6,2 m, leggyakrabban 5 m. A 14 db 10 m-nél nagyobb függőleges vastagságú töréses öv nagy részére (10 db) vetőbreccsa, tektonikus breccsa, vetőagyag jellemző. A függőleges vastagság az Üh–4 és Üh–5 fúrásban a legnagyobb (43,2, illetve 46,1 m).

A nagyobb méretű töréses övekben talán nagyobb mennyiségben vannak agyagos komponensek, de a töréses övek nem voltak tipizálhatók sem a kitöltések anyaga, sem azok eloszlása alapján.

A töréses övek dőlésirányára és dőlésszögére a legmegbízhatóbb adatokat a kérdéses zóna szélén, az ép kőzet és a zúzott zóna határán kaphatjuk. Ez a határ azonban a lyukfaltelevíziós képben csak a lyukátmérővel (max. 96 mm) kb. azonos függőleges vastagságú töréses övek esetében látható, a nagyobbakéban már nem. Ezért különböző munkahipotézisek alkalmazására kényszerültünk a töréses övek és a kísérő egyedi törések településének összefüggését illetően.

E munkahipotéziseket az Anyák-kútja melletti kőfejtőben ellenőriztük. A kapott eredmények arról tanúskodnak, hogy a töréses övek és a kísérő közetrések települése közötti kapcsolat törésről törésre változik, de a legjobb esetben is csak laza. Így tehát, ha a töréses övek kontaktusát nem látjuk, vajmi kevés reményünk van arra, hogy településüket objektív módon határozzuk meg, mert a kísérő vagy belső repedések irányítottágára alapozott közvetett kritériumok a gyakorlatban általában nem igazolódnak. A töréses övek települését illetően jelentős új információt hozhat a vágatok részletes dokumentálása.

A töréses övek mennyisége a telephelyen túl nagy ahhoz, hogy kezelhető legyen. A töréses öveket tucatnyi paraméter összehasonlító elemzése nyomán sem sikerült úgy tipizálnunk, hogy a kijelölt típusok jól körvonalazható különbséget mutassanak. Térbeli ábrázolásukhoz a töréses öveket meg kellett szűrniük, s ehhez valamilyen külső kritériumot kellett választanunk.

Abból kiindulva, hogy a telephely értékelése szempontjából döntő fontosságú a vízföldtani kép, a legkézenfekvőbb külső kritériumnak olyan töréses övek leválogatása látszott, amelyeknek van valamilyen érzékelhető hatása a hidrodinamikai képre:

— valamely fúrásban vízmintavételhez vagy interferenciás kútvizsgálathoz alkalmazott tartós víztermelés hatását észleltük más fúrás(ok)ban,

— egy-egy fúráson belül a potenciálmenetben ugrás mutatkozott.

A víztermelésre adott válaszok és potenciál-eloszlások háromféle kombinációja lehetséges, a telephelyen mindhárom előfordul:

— Mind a válaszokból, mind a potenciál-eloszlásból azonos helyen jelölhető ki a **B** jelű töréses öv (6. ábra). Ezt a típust elsőrendűnek tekintjük.

— Csak a válaszokból jelölhető ki az **A** és **C** jelű töréses öv (6. ábra). Az **A** jelű az Üh–2 fúrás szelvényében potenciálugrásként nem jelentkezik. Ezt a típust másodrendűnek tekintjük.

— Csak a potenciál-eloszlásból jelölhető ki kilenc egyéb töréses öv, helyzetük igen nagy mértékben hipotetikus. Ezt a típust harmadrendűnek tekintjük.

Negyedidőszaki töréseknek semmi jelét nem láttuk sem kibúvásokban, sem geofizikai szelvényekben. Megállapítottuk, hogy a telephelyen és szorosabb környezetében nem ismerünk az utolsó 800 000 évben kiújult törést, s a negyedidőszaki képződmények zavartalanul, igen lapos dőléssel települnek. Így 100 000 évnél fiatalabb elmozdulás a telephelyen kizárható.

A tektonikai kép különleges eleme a *Mecsekalja-öv*, amely a Mecsek D-i lábánál követhető. ÉK-en az öv ÉK–DNy-i csapású, s a domborzatban a hegyvidék és a lapály vagy alacsony dombvidék, illetve a földtani képben a mezozoos és a kristályos képződmények határaként jelentkezik. Az öv szélessége mindössze 700–1500 m, hossza viszont legalább 60 km, tehát feltételezhető, hogy az egész öv tektonikus eredetű, anyaga az elmozdulások nyomán került mai helyzetébe, s lényegileg gigantikus vetőkitöltésként fogható fel.

A Mecsekalja-öv Pusztakisfalú és Bátaapáti között az Ófalui Formáció metamorf kőzeteiből áll. Negyedidőszaki felújulására nem mutat semmiféle adat. Az 1997 óta a Mecsekalja-öv kibúvási szakaszán lefolytatott geodéziai monitorozás során elmozdulásra mutató jelenséget nem észleltünk, de a mérések pontossága hosszú távú következtetésre egyelőre nem alkalmas.

Vízföldtan

A telephelyen és környékén a *talajvízszint* 20–70 m mélységben, jórészt a mállott gránitban van. A beszivárgott víz nagy része oldalirányban szállítódik el, s az üde gránitba a beszivárgott víz 4–5%-a jut, ami 1,0–1,2 mm/év értéknek adódik. A dombtetők alatt a mállott gránit porozitása és szivárgási tényezője felfelé fokozatosan növekszik, emiatt a dombtetők alatt a talajvíz szintje a beszivárgás változására kevésbé érzékeny; a talajvízszint éves ingadozása 1–2 m.

A dombtetők alól oldalirányban távozó víz a szomszédos völgyekben kerül újra felszínközébe. Az üde gránitból a völgyek alatti mállott zónába feláramló vizek a mállott zóna ottani vízforgalmának csak kis hányadát adják: a vízháztartási számítások szerint 3,3–4,3%-át, a vízgeokémiai paramétereiből számítva pedig legfeljebb 5–6%-át.

A mállott gránit alatti üde gránittest hasadékos víztartó képződmény: a *vízáramlás* főleg egyes hasadékok mentén történik, amelyek vízvezető képessége több nagyságrenddel jobb, mint a kisebb repedésekkel jellemezhető kőzetmátrixé. Az interferenciás vizsgálatok és a legjobb vízáadó képességű elemek egyedi kútvizsgálata szerint az üveghutai gránit repedésrendszere hierarchikus szerveződésűnek tűnik, amelyben a több száz méter kiterjedésű fő vízvezető elemekhez kiterjedt háttér repedéshálózat kapcsolódik.

A pakkeres kútvizsgálatok szerint a repedezett gránit szivárgási tényezője 10^{-6} és 10^{-12} m/s között változik, lognormál eloszlású, 3×10^{-9} m/s átlagos értékkel és 17-szeres ($\log 17 = 1,23$) szórással. A telephelyi mélyfúrások átlagos vízvezető képessége között 5-10-szeres különbségek adódtak.

A telephelyi mélyfúrásokban a potenciálszintek a mélységgel általában csökkennek, ami lefelé irányuló áramlást jelez, de a térbeli *potenciálkép* meglehetősen változatos. A telephelyi mélyfúrások potenciálszintjei két, viszonylag jól elkülönülő csoportot alkotnak. A terület D-i részén, az Üh-2 és Üh-22 fúrás közötti torlasztó zónától — a **B** jelű elsőrendű töréses övtől (6. ábra) — D-re található fúrások potenciálszintje 200 m Bf szinten 210–220 m Bf, 0 m Bf szinten 205–210 m Bf. Az említett zónától É-ra lévő fúrások potenciálszintje 190–200 m Bf között változik. Az Üh-2 fúrás potenciálszintjei — bár jól illeszkednek a telephely É-i részére jellemző értékekhez, — az áramlási rendszer adott pontján anomálishan alacsonyak. Környezetéhez képest magas potenciálú vizont az Üh-23 fúrás felső szakasza.

A fúrások döntő részére a több tíz métertől százszázötven méterig terjedő hosszúságú, közel állandó potenciálú szakaszok a jellemzők, amelyeket 5-20 m-es potenciállépcsők választanak el. Ezeket a potenciállépcsőket *torlasztó-szigetelő zónák* okozzák, amelyek a potenciállépcsők körzetében kimutatott, erősen bontott, agyagosodott töréses övek, s amelyek az üde gránit áramlási rendszerét többekévé elkülönülő alegységekre tagolják. A modellezés szerint a torlasztó zónák legalább néhány száz méter kiterjedésűek, szivárgási tényezőjük nem haladja meg a 10^{-10} – 10^{-11} m/s-ot. Torlasztó-szigetelő zónák gyakrabban fordulnak elő a telephely D-i részén, különösen az Üh-4, Üh-5, Üh-26 fúrásokban. Az É-i részen, az Üh-27 és Üh-37 fúrások potenciálszélvényében nincs olyan ugrás, amely torlasztó-szigetelő zónára utalna.

A *beáramlások* nem kötődnek a törések valamely különleges csoportjához: ugyanúgy elsősorban DK-i dőlésű 60–80°-os és ÉNy-i dőlésű 70–80°-os repedésekhez kapcsolódnak, mint amilyen a törések döntő többsége.

A fő vízvezető elemek *transzmisszivitása* 8×10^{-6} és 2×10^{-5} m²/s között alakul, ami két és fél nagyságrenddel múlja felül a repedezett gránit átlagos vízvezető képességét. Az Üh-27 fúrás –104 és –135, valamint az Üh-29 fúrás –71 és –104 m Bf közötti, itteni viszonylatban kiemelkedően jó vízvezető képességű szakasza trachandezit-telérek körüli, egymással összeköttetésben álló repedések alkotta zónához kapcsolódik.

A vízföldtani adatok kalibrációja után advektív *transzportmodellezéssel* határoztuk meg a telephely területéről, 0 m Bf szintről indított vízrészecskék felszínre érkezési idejét és helyét. A tároló térségéből indított áramvonalak a Hutai-völgynek a Hosszú-völgy torkolatától Bátaapátiig, illetve a Mórággyi-víz völgyének a Henrik-forrástól Mórággyig tartó szakaszán érik el a felszínt. A felszínre érkezési idő a közelebbi megcsapolási pontok esetében 800-tól 5000 évig terjed. A távolabbi megcsapolási területekig 20 000–50 000 év alatt érnek el a vízrészecskék.

A telephely közvetlen környezetére elérési idő-térképet szerkesztettünk (11. ábra). Tízezer évet meghaladó felszínre érkezési idők adódtak a terület ÉK-i, középső és DK-i részén. Közülük csak az utóbbi van fúrásokkal megkutattva. Viszonylag rövid, 600 évnél rövidebb elérési időt eredményeztek az Üh-2 és Üh-36 fúrásokon keresztül ÉK, az Éva-völgye, valamint az Üh-28 fúrástól NyDNy felé tartó, a Mészkemence-völgygel kapcsolatot teremtő, jó vízvezető képességű elemek. A telephely fúrásokkal még nem vizsgált részein a térképet jelentősen módosíthatják az eddig megismertekhez hasonló, viszonylag rövid elérési idejű áramlási pályákat eredményező, jó vízvezető szerkezetek vagy újabb torlasztó-szigetelő zónák.

Összesítés

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földtani, tektonikai, geodinamikai és vízföldtani képét kielégítő részletességgel tanulmányoztuk ahhoz, hogy alkalmassága megítélhető és továbbkutatási (BALLA 2004), valamint tároló-konceptiója (BÉRCI et al. 2004) kidolgozható legyen.

Köszönetnyilvánítás

A szerző hálás köszönetét fejezi ki annak a 200-nál is több mérnöknek és kutatónak, valamint 160-nál is több, a kutatást segítő résztvevőnek, akik lehetővé tették a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely sikeres felszíni kutatását.

Monzonitos centrum és redők a Mórágyi Gránit-testben

BALLA ZOLTÁN

Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143, Budapest, Stefánia út 14.



Tárgyszavak: Dunántúl, értelmezés, gyúrt gránit, Magyarország, milonit, monzogranit, monzonit, palásság, redők, Üveghuta

Kivonat

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló Üveghutai-telephely (Nemzeti Radioaktív Hulladék-tároló) kutatása (1996–2009) során a Mórágyi Gránit-testet igen nagy részletességgel tanulmányoztuk felszíni feltárásokban, mélyfúrásokban, kutatóárokban és bányavágatokban. A kőzetanyag jellege és eredete részleteiben is tisztázódott, a masszívum felépítésére vonatkozóan sok ezer településmérés keletkezett.

Tanulmányomban a méréseket és megfigyeléseket felhasználva, értelmezésüket továbbfejlesztve a korábbiakhoz képest új képet vázoltok fel a Mórágyi Gránit-test felépítéséről.

A Mórágyi Gránit (340 M év) tömegét alkotó monzogranit és monzonit egymással kölcsönhatásba lépő magmákból származnak. A térképezési adatok nyomán tisztázódott, hogy kutatási területünkön körvonalazódik az egész Mórágyi-rög monzonitos centruma egy nagyjából 5 km hosszú és 1,5 km széles területen. A fúrási adatokból kitűnt, hogy itt az alaphegység felszínén elnyúlt lencseszerű monzonittek a mélység felé kiszélesednek és összeolvadnak. E monzonittek alakja magmás deformációra vezethető vissza, határaik markerként jelzik a későbbi képlékeny deformációkat.

A képlékeny deformáció a metamorfózist (320 M év) kíséri. Ennek során nagyon meredek (S) és közepesen meredek (C) palásság keletkezett, az utóbbi milonitsávok kíséretében. Kitűnt, hogy a C-palásság a közethatárokkal párhuzamos, és mind a palássági síkok, mind a határok két, egymással ellentétes irányban dőlnek. A kétféle irány az S-palásságra szimmetrikus. Ez a kép azt sugallja, hogy a gránit redőket alkot: a szárnyakat a közethatárok és a C-palásság, a tengelysíkot az S-palásság adja. Mivel ez az utóbbi közel függőleges, nem valószínű, hogy a gyűrődés óta lejátszódott tektonikus mozgások során a gránittest érzékelhetően kibillent volna eredeti helyzetéből.

Az ellentétes irányú dölésekkel jellemezhető területek között nem láttunk kilaposodó települést. Ebből következően a redők valószínűleg cikcakkos alakúak. Dacára az igen nagy számú feltárásnak, amelyek között több száz m-es folyamatos fúrás, kutatóárok- és vágatszelvények voltak, redőket közvetlenül nem sikerült megfigyelnünk. Ez azonban – a feltételezhető cikcakkos alak mellett – nem szolgálhat redők cáfolatául.

A Mórágyi Gránit-testben lemezszerűen települ a Bátaapáti Metahomokkő. Ez kontaktmetamorf kőzetekből áll, vagyis a pluton eredeti köpenyéből származik. A lemezszerű testek tektonikus eredetűek, anyaguk nagy mélységben, jelentős hőmérsékleten és jelentős nyomáson került a Mórágyi Gránitba.



Bevezetés

A Mórágyi Gránit-test anyagában három fő kőzet-csoport körvonalazható: alpagranit, mafikus zárványok és leukokrata telérek. E kőzetek felismerhetők már a legrégebbi leírásokban s valamennyi későbbiben is, bár megnevezésük idővel változott (BALLA 2009a). Ugyancsak régóta ismeretes (ROTH 1875, 1876a–b), hogy a gránittest anyaga változó intenzitású metamorfózist szenvedett, de

csak egyes esetekben olyan fokú, hogy felvetődhessen a „gneisz” elnevezés használata (JANTSKY 1953). A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló Üveghutai-telephely (Nemzeti Radioaktív Hulladék-tároló) kutatása (1996–2009) során a Mórágyi Gránit Formáció kőzetanyagáról nagyszámú, igen részletes vizsgálat született. Az eredményeket legújabbán GULÁCSI, KIRÁLY (2009) és KIRÁLY (2009a–b, 2010) foglalta össze.

Az alapgránit uralkodóan monzogránitos, a mafikus zárványok döntően monzonitos összetételűek; a monzogránitok jellemző színesásványa a biotit, a monzonitoké az amfibol. A leukokrata telérek között az apilit van túlsúlyban. Az alapgránit és a mafikus zárványok kétféle kőzete két, egymással keveredő magmából származik. A keveredés számos esetben kontaminált monzogránitot és kontaminált monzonitot eredményezett. A magmás kőzetek kb. 340 M évesek (GERDES 2006, KLÖTZLI et al. 2004).

A Mórággyi Gránit-test szerkezeti elemeinek tanulmányozásáról ismereteim szerint nem született történeti áttekintés, MAROS (2009) csak a régió feszültségtereiről ír. Ehhez annyit kívánok hozzátenni, hogy korábbi kutatók, pl. JANTSKY (1979) véleménye szerint a Mórággyi Grániton belül jellemzőek az ÉK–DNy-i lefutású, ÉNy-i dőlésű, térképen és szelvényben nagyjából lencse alakú kőzettestek. Az Üvegghutai-telephely kutatása során beható szerkezetföldtani vizsgálatok készültek, amelyek eredményeiről legújabban KOROKNAI (2009a–b) és MAROS, KOROKNAI (2009) számolt be. A beszámoló több ezer mérési adat statisztikus feldolgozását ismertetik. MAROS et al. (2004) az uralkodó csapás- és dőlésirány megerősítésén, valamint a lencseszerű alak ábrázolásán kívül azt is kimutatta, hogy a Mórággyi Gránit-test szerkezeti elemei között magmás, képlékeny (palásság, milonitok) és rideg (töréses) eredetűek különíthetők el.

A képlékeny deformáció metamorfózishoz kötődik, amit JANTSKY (1953) dinamo-, KOROKNAI (2009c) viszont regionális metamorfózisként értelmezett. E két kutató egyetértett abban, hogy a deformáció mindenütt jelen van, és intenzitása térben erősen változik. Az értelmezésbeli különbség abból adódik, hogy míg JANTSKY (1953) az intenzitás változékonyságára helyezte a hangsúlyt, KOROKNAI (2009c) a deformáció általános jelenlétét tartotta döntőnek. Az intenzitás térbeli változékonyságának elemzéséről nem tudok, így a kérdést nyitottnak tekintem.

A metamorfózis KIRÁLY, KOROKNAI (2004) szerint elsősorban a magmás ásványok belső deformációjában és dinamikus átkristályosodásában tükröződik, új ásványok kis mennyiségben vannak jelen. Ilyen a magmás mikrolinból képződő mirmekit és lángpertit, a plagioklászból keletkező epidot-kliozoit, albit és prehnit, a biotitból létrejövő kisebb Ti-tartalmú változat és muszkovit, valamint az amfibolból keletkező aktinolit. Az új ásványok között döntő túlsúlyban van az átkristályosodott kvarc. Ennek mikrokristályos jellege, valamint a Ti-szegény biotit és az aktinolit stabilitása alapján a metamorfózis a zöldpalafácies magasabb hőmérsékletű (>350 °C) tartományába helyezhető. Egy mintában magnezio-hornblende jelenlétében aktinolit és plagioklász jelenlétében albit hiánya miatt feltételezték, hogy a hőmérséklet akár a zöldpala- és az amfibolitfácies átmeneti tartományára (500–550 °C) jellemző értéket is elérhette. KOROKNAI (2009c és szóbeli közlés) szerint a metamorfózis csúcspontja a kvarc jellege és a biotit stabilitása alapján a zöldpalafácies nagyhőmérsékletű részére (>400 °C) tehető, az aktinolit, epidot-kliozoit és prehnit már a hőmérséklet csökkenése során keletkezett. A

metamorfózis korára SHATAGIN et al. (2005) Rb–Sr izokrón módszerrel (apatit, titanit, plagioklász, kálicföldpát, összkőzet, amfibol és biotit) közel 320 M évet kapott.

A gránittest belső felépítésére a magmás, a képlékeny és a rideg deformáció egyaránt befolyást gyakorol, de eltérő módon. A magmás eredetű kőzethatárok körvonalazzák az eltérő anyagból álló testeket. A képlékeny deformáció és metamorfózis során e testek alakja megváltozik, de nem jönnek létre új kőzethatárok. A töréses elmozdulások elvethetik a határokat, s ezzel átalakíthatják a kőzettesteket. Az a belső felépítés, amely alapul szolgálhat a gránittest magmás és metamorf felépítésének megértéséhez, a törések előtti állapotban lenne vizsgálható, amihez az elmozdulásokat vissza kellene állítani. A nagyobb törések mentén lejátszódott elmozdulások amplitúdójáról azonban nincs semmiféle adatunk (irányukról se nagyon), ezért visszaállításra nincs lehetőségünk. Kénytelenek vagyunk megelégedni azzal, hogy a felépítést a mai állapotában vesszük szemügyre, gondolatban elhagyva a töréseket, vagyis azt feltételezve, hogy az elmozdulások nem voltak akkorák, hogy lényegesen befolyásolták volna az összképet.

A Mórággyi Gránit-test felépítését nagyszámú földtani szelvény illusztrálja: 1:10 000-es méretarányban BALLA, GYALOG (2003), GYALOG (2006, 2007) és GYALOG, MAROS (2008a, 2009), 1:5000-es méretarányban PEREGI (2003c–e), MAROS (2006, 2007), GYALOG, MAROS (2007a, 2008c) és BALLA (2007, 2009b) szelvényei. Ugyancsak 1:5000-es méretarányú felszín- és szinttérképeket PEREGI (2003a–b) és GYALOG, MAROS (2007b–g, 2008b) szerkesztett. Mindezen anyagok alapján azonban nem született értékelés a gránittest szerkezeti képeről, erről mindeddig csak vázlatos elképzelés (MAROS et al. 2004) jelent meg.

Tanulmányom célja felvázolni azt a képet, amely a Mórággyi Gránit-test szerkezeti képeről az eddigi mérések és megfigyelések alapján, értelmezésük továbbfejlesztésével kialakítható. Ennek során először bemutatom az erről kialakult korábbi felfogást, majd a gránittest belsejének összképet. Szemügyre veszem azokat a geokémiai adatokat, amelyek ezt a képet befolyásolhatják, majd áttérek a gránittest felépítésének tisztázásában markerként szolgáló, uralkodóan monzonitos összetételű mafikus testek alakjának és településének elemzésére. Az elemzés nyomán megtárgyalom a legvalószínűbbnek tűnő értelmezést, amely szerint a Mórággyi Gránit-test képlékeny deformációja gyűrődésre vezethető vissza, s megvizsgálom, lehetségesek-e redők egyáltalán gránitban. Végezetül elemzem a Mórággyi Gránitban lemezszerűen települő Bátaapáti Metahomokkő-testek helyzetét, majd összefoglalom a kapott eredményeket, és következtetéseket vonok le a további teendőket illetően.

Az alábbiakban tehát először a gránitestről korábban kialakított elképzelést elemzem.

A korábbi felfogás

A MAROS et al. (2004) alkotta képben (1. ábra) az alapgrániton belüli mafikus testek a pluton egészében

többé-kevésbé egyenletesen oszlanak el, a kontaktus mentén már a benyomuláskor is elnyúlnak, alakjuk bonyolult, szövevényes, de egészében véve lencseszerű. A leukokrata telérek a pluton belsejében a kontaktusra és a mafikus testekre közel merőlegesek, majd kifelé haladva, a kontaktus közelében szétágaznak; az ágak felfelé hajlanak, és a kontaktus lefutásához közelítenek. A „meredek” ($\approx 85^\circ$ -os) palásság a pluton eredeti, közel függőleges benyomulási irányát, a „lapos” ($\approx 60^\circ$ -os) palásság pedig a pluton felső boltozatának szárnyait követi, amelyek mentén az azt létrehozó nyírás működött. A pluton mélyebb szintjeiben, ahol a kontaktusok ellentétesbe fordulnak, a „lapos” palásság dőlésiránya megmarad.

Sajnos, e meglehetősen sok gondolatot tartalmazó, illetve kiváltó kép indoklása elmaradt. Nem világos, miért gondolták a szerzők, hogy a mafikus kőzettestek eloszlása a plutonon belül lényegileg egyenletes (A). Homályban hagyták, hogy a két, egyforma feszültségterű képlékeny deformáció (B és C) miért vezetett eltérő eredményre: a „meredek” palásság koaxiális lapulással, míg a „lapos” palásság egyszerű nyírással keletkezett. Egymásutánjukat lényegileg egy feltárás- (1. fénykép) és egy csiszolatfényképre (2. fénykép) alapozták, amelyek azonban nem mutatnak egyértelmű képet.

A kibúvás közepe táján (1. fénykép) a „lapos” palásság elnyírni látszik a „meredek”, azonban jobb felé a kettő viszonya már többféleképpen értelmezhető. A csiszolatfényképen (2. fénykép) a „meredek” palásság iránya felismerhető a „lapos” palásság sávjának mind belső felépítésében, mind körvonalában. Ebből következően „transzpozícióját” a „meredek” palásságra nem tekinthetjük bizonyítottnak, s a két palásság viszonyát tisztázatlannak kell tartanunk.

MAROS et al. (2004) az üveghutai kutatási terület egészét sátozott szerkezettel jellemezte, amely a („lapos”, valójában közepesen meredek) palásság településében mutatkozik meg. Erre a szerkezetre kétféle magyarázatot látott lehetségesnek. Az egyik szerint a szerkezet lényegileg egy redő, s az azt létrehozó gyűrődés magyarázza a gránitban települő Bataapáti Metahomokkő-testek helyzetét is. A másik magyarázat szerint a szerkezet ÉNy-i és DK-i szárnya az eredeti pluton boltozatszerű felső szakaszának két külső, ÉNy és DK felé dőlő kontaktusát követő szeletéből, eltolódással került egymás mellé (1. ábra, D). Az első megoldás keretében a csuklózónák hiányát utólagos lepusztulással magyarázta. A második megoldás keretében hallgatólagosan feltételezte, hogy a DK-i blokkra jellemző DK-i dőlés kifelé megmarad egészen a pluton eredeti kontaktusáig.

Könnyen belátható, hogy a csuklózónák hiánya nem magyarázható utólagos lepusztulással, hiszen azoknak a redők belsejében is meg kellene lenniük (2. ábra, A), ha voltak egyáltalán. Létük azonban nem szükségszerű: cikkcakkos redők (2. ábra, B) esetében nincsenek, így hiányuk sem igényel külön magyarázatot.

Térképezési adatainkból (KOROKNAI 2006) kitűnik, hogy a DK-i dölések csak rövid szakaszra korlátozódnak, amelyen túl DK felé ismét ÉNy-i dölések dominálnak. Így tehát a DK-i blokk nem származhat a pluton eredeti DK-i részéből.

A vázolt képből adódó legfontosabb következtetés az, hogy itt vetődik fel először az a lehetőség, hogy a Mórággyi Gránit-testben redők vannak, amelyek a „lapos” palásság dőlésirány-változásaiból körvonalazódnak.

Mielőtt ezt a gondolatot elemeznénk, tekintsük át a Mórággyi Gránit-test belső felépítésének összképét.

A gránittest belsejének összképe

A Mórággyi Gránit-test felépítése lényegileg csak kutatásaink nyomán kezdett tisztázódni. Első megállapításként BALLA (2004) leszögezte (p. 89), hogy a kutatott területen „az alaphegység felszínén egy legalább 1,2 km²-es méretű monzonitos test körvonalazódik [...], amelyben ugyan túlsúlyban vannak a monzonitos kőzetek, de hol itt, hol ott megjelennek monzogránitos kőzetek is”.

Ezt a gondolatot GULÁCSI, PEREGI (2006) fejlesztette tovább, megállapítva (p. 88), hogy „kirajzolódott egy 4 km hosszú és 200–750 m széles, ÉK–DNy-i csapásirányú, központi monzonittest, amelynek mind ÉNy-i, mind DK-i oldalán kisebb, hasonló irányban megnyúlt monzonittestek helyezkednek el. A központi monzonitos pászta DNy-i vége [...] fokozatosan szétszakadozva oszlik fel a monzogránitokban, ÉK-i elvégződése valószínűleg hasonló lehet.” Felfogásukat tükrözi a körzet részletes mélyföldtani képe (3. ábra), amelyen jól látható, hogy a mafikus kőzettestek a kutatási területnek a közepe táján koncentrálnak, s távolabb gyakorlatilag nincsenek. Ezt a felfogást vette át PEREGI, GULÁCSI (2007) is. KIRÁLY, GULÁCSI (2008) és GULÁCSI, KIRÁLY (2009) lényegileg szintén elfogadta azt.

Alapvető kérdés, hogyan változik a mafikus kőzetek mennyisége szelvényben lefelé. Választ a fúrások adataiból kaphatunk. A kontaminált és monzonitos kőzetek hányada — a mélyfúrásokkal feltárt területen (3. ábra, 8) — a fúrások harántolásokban lefelé 38%-ról (200 m Bf) 68%-ra (–20 m Bf) nő, a növekedés igen szabályszerű (4. ábra).

Az eddigi vágatok még elvi lehetőséget sem szolgáltatnak e következtetés ellenőrzésére: eleve azon a területen mélyültek (a mélyfúrásokkal megkutatott terület K-i peremén), ahol a monzonittestek mennyisége már csökken, nagyobb mélységben azok sűrűsödésétől kifelé tartanak, és mind egyazon (lapos ferde, majd közel vízszintes) síkba esnek.

A tendencia mélységi extrapolálásával azt kapjuk, hogy kb. 300–400 m-rel a tengerszint alatt a monzogránit eltűnik, s egységes mafikus-kontaminált test körvonalazódik, vagyis az alaphegység felszínén szétszabdalt testek összeolvadnak. Ha a tendencia a –20 m Bf szint alatt nem folytatódik, a mélységi képet illetően nem tudunk véleményt alkotni. A tanulmányozott mélységtartományban azonban még ebben az esetben is azzal kell számolnunk, hogy lefelé a mafikus testek közül számos összeolvad, és méretében megnő.

A Mórággyi Gránit-test felépítésének tehát igen jellemző vonása, hogy Bataapától D-re mafikus testek csoportja jelenik meg, amelyben lefelé egyre nagyobb a mafikus kőzetek hányada, s az egyes testek egyre szélesebbek.

KIRÁLY (2009a, 2010) felfogása a zárványmagmákról azonban első pillantásra nincs összhangban ezzel a képpel, ezért közelebről vesszük azt szemügyre.

A „zárványmagmákról”

KIRÁLY (2009a, p. 166.) szerint a „mafikus olvadék [...] elkülönült zárványmagmákban fejlődött tovább, amelyek nem voltak egymással közvetlen kapcsolatban, aminek köszönhetően a monzonitos kőzetek változatosabb megjelenést és szórtaabb összetételeket mutatnak. Így [...] pl. [a] TiO_2 [...] trendje [...] a MgO függvényében a monzogránittól a monzonitos kőzetek felé két vagy több ágra szakad”. E felfogásnak az a kritikus eleme, hogy mekkora területet jellemez.

Az alapadatok halmazát szemügyre véve, megállapíthatjuk, hogy az a Mórágyi Gránit egészét jellemző 193 elemzésből áll össze¹. Ezen belül a monzonitdús területről (3. ábra, 10.) származó 147 adatból két „kiugró” van, s itt a monzonitos kőzetek döntő többsége (43–2 = 41 elemzés) a monzogránitosak (104 elemzés) trendjének folytatásába esik (5. ábra). Ezen a területen tehát a „zárványmagmák” elkülönült fejlődését a geokémiai adatok nemcsak hogy nem támasztják alá, hanem kifejezetten cáfolják, s a monzonitos kőzetek >95%-át egységes differenciáció termékének, vagyis egyazon magmatestből származónak minősítik. „Zárványmagmából” a két „kiugró” minta kőzete származtatható, szerepük azonban elhanyagolható.

A monzonitdús területen kívüli (6. ábra) 18 monzonitos kőzet elemzéséből viszont minimum 13 db minősíthető „kiugrónak” (7. ábra). Itt minden bizonnyal más differenciációs trend is jelentkezik. Ennek feltételezhető oka az, hogy a mafikus olvadék eredetileg a monzonitdús területen koncentrálódott, s a távolabbi kőzetekbe arról leszakadt, elkülönült magmaadagok kerültek. Ezek az utóbbiak valóban „zárványmagmáknak” tekinthetők.

A geokémiai adatok tehát arra mutatnak, hogy a monzonitdús terület a mórágyi monzonitos „magmatizmus” központja, ami összhangban áll a monzonitos és kontaminált kőzetek eloszlásával az alaphegység felszínén. A monzonitdús terület első felépítésére ezek a geokémiai adatok semmiféle felvilágosítással szolgálnak, arra korlátot nem adnak.

A „zárványmagmákat” illető kitérő után folytatjuk a gránittest első felépítésének elemzését, a mafikus testek alakjának ismertetésével.

A mafikus testek alakja

A kontaminált kőzetekből és a monzonitokból együttesen alkotott zárt, elnyúlt testek hossza cm-esről km-esig, szélessége mm-esről 400 m-esig terjed (a maximális értékek az alaphegység felszínére vonatkoznak).

¹ 26 db KIRÁLY (2002) munkájából származik, a többi az 1995–2005. évi üveghutai kutatás során keletkezett.

A fúrásokban és feltárásokban észlelt kisméretű mafikus zárványok határozottan lencseszerűek voltak, s ahol nem „futottak ki” a fúrómagból vagy feltárásból, megállapítható volt, hogy mindkét irányban kiékelődnek. A vágatdokumentációkban a m-es – 10 m-es nagyságrendű testek gyakran végződtek el kis távolságban, a nagyobb testek alakját azonban nem lehetett megítélni: ott, ahol az eddigi vágatok egymástól távolabb kerültek és részben egymásra merőlegessé váltak, nagy testek már nem fordultak elő.

A nagyobb mafikus kőzettestek tényleges alakját illetően a legtöbb adat az alaphegység felszínén van, ezért az ebben látható kép adja a legjobb közelítést. Térképen ez az alak elnyúlt lencseszerűnek minősíthető. A térképi alakból következően minden bizonnyal a szelvénybeli alak is elnyúlt lencseszerű.

A monzonitos és hibrid kőzetekből álló nagyobb testek elnyúlt lencseszerű alakja arra az ÉNy–DK-i irányú összenyomással jellemezhető feszültségtérre vezethető vissza, amely a magmás deformációt kiváltotta (KOROKNAI 2009a). A vágatokból nyert információ úgy hozható összhangba az alaphegység felszínének megismerésével kialakított képpel, hogy feltételezzük: a nagyméretű testek jóval nagyobb mérvű elnyúlást szenvedtek a magmás deformáció során, mint a kisebbek. Ebből következően az utóbbiak alakja nem szolgálhat mintául a nagyobb testek formájának megítéléséhez. A kétféle megfigyelési anyag alapján feltételezhetjük, hogy a nagyobb, elnyúlt lencseszerű testeket kisebb, zömökebb lencseszerű testek rajnai kísérik.

A gránittest szerkezeti képének tárgyalásában a következő lépésünk a mafikus testek településének elemzése.

A mafikus testek települése

Az elnyúlt lencseszerű testek dőlése zömmel ÉNy-i, de előfordulnak ellentétes — DK-i — dölések is. Az ellentétes dőlés geometriai jellegét illetően két lehetőséggel számolhatunk, amelyek között abban van különbség, hogy a dőlő elem (esetünkben a kőzethatár) átbillen vagy átfordul-e (8. és 9. ábra). Ha nincs közvetlen megfigyelés, amely az egyiket részesítené előnyben, a megkülönböztetés alapja üledékes rétegsorban a rétegek fiatalodási iránya. Gránittestben ennek analógja a fedő felé mutató irány lehetne, azonban megkülönböztetésére (a gyökér felé mutató iránytól) nem ismerünk kritériumot. Ennek hiányában arra kényszerülünk, hogy a lehetőségeket elemezzük.

Az átbillenés legkézenfekvőbb jelentkezése fúráson belüli dőlésirány-ingadozás lehetne. Ha azonban egy fúrásban néhány száz méter hosszban a dőlésirány állandó, csak éppen ellentétes a többi fúrásban megfigyelhetővel, inkább átfordulásra gyanakodhatunk. A regionálisan uralkodó ÉNy-i dőlés mellett leginkább redőpárokkal, azaz flexurákkal kell számolnunk.

Mindez ahhoz a kérdéshez vezet el, mennyire reális redőket feltételeznünk a Mórágyi Gránit-testben.

Redők a Mórágvi Gránit-testben?

Kiindulásként le kell, hogy szögezzük: a dőlésingadozások mindkét válfaja (átbillenés és átfordulás) hajlatokat jelent, amelyek lényegileg a redők kategóriájába tartoznak. A két típus csak a redőtengely síkjának helyzetében különbözik egymástól: ez a sík átbillenés esetében közel vízszintes, míg átfordulás esetében közel függőleges. Természetesen ki lehet találni egyéb megoldásokat is (pl. 10. ábra), azonban ezeknek az értelmezése, továbbá a szelvénybeli és térképi ábrázolása újabb problémákat vetne fel.

Redők létezése gyűrődés következménye. A Mórágvi Gránit gyűrődésére a magmás szerkezeti elemek helyzetének elemzéséből következtethetünk. KOROKNAI (2009a) négy magmás szerkezeti elemet különböztet meg: kőzet-határokat, kontaminációs felületeket, monzonitos zárványok síkjait és leukokrata teléreket. Magának a gránit-testnek a szerkezeti képét elsősorban az első kettő jellemzi, ezért ekként ezeket vesszük szemügyre.

A kőzethatárok (1477 adat) és a kontaminációs felületek (933 adat) lényegileg ugyanazt az eloszlást mutatják egy nagyobb ÉNy 65° és egy kisebb DK 65° körüli dőlésmaximum körül. A zárványok (842 adat) dőlésiránya egységesen ÉNy-i, s jóval meredekebb, 75° körüli dőlés körül szóródik. A leukokrata teléreket (1839 adat) legjelentősebb dőlésmaximuma kb. DK 25°, ami jó pontossággal merőleges a kőzethatárok és kontaminációs felületek ÉNy-i maximumára. A további három kisebb maximum közül a többenél erősebb az ÉÉNy 45° körüli, amely közelítőleg merőlegesnek tekinthető a kőzethatárok (és kontaminációs felületek) DK-i maximumára (11. ábra).

Ez a merőlegesség teljesen természetes, ha a kőzethatárokat és kontaminációs felületeket nyúlással, a teléreket pedig húzással kapcsoljuk össze, s úgy gondoljuk, hogy egységesen jellemzik a magmás deformációt. Ez a kép közel szimmetrikus egy függőleges síkra. A zárványok síkja kb. párhuzamos a zárványok külső határaival, vagyis lényegileg ugyanazt az irányítottságot kellene mutatnia, mint a kőzethatároknak. Ez azonban nincs így: a zárványok síkja eltér a kőzethatárokéétól, mégpedig úgy, hogy közelít a szimmetriasíkhhoz. Az eltérés jelenség szinten magyarázható, hogy a zárványok apró testek, míg a kőzethatárok és kontaminációs felületek nagyobb testeket jellemeznek. Más szóval azt látjuk, hogy az uralkodó település függ a testek méretétől.

Mivel a szerkezeti képet elsősorban a nagyméretű testek határozzák meg, további elemzésben a kőzethatárok (és kontaminációs felületek) maximumaira koncentrálok, s egyelőre eltekintek attól, hogy a zárványok ezeknél meredekebbek. A kőzethatárok és teléreket dőlései egészében véve egy ÉNy–DK-i sávban szóródnak, ami egy erre merőleges, ÉK–DNy-i lefutású tengely körül tételezhető fel. Ez a tengely értelemszerűen az említett függőleges szimmetriasíkban helyezkedik el. Mind a kontaminációs felületek, mind a zárványok dőléseloszlása beleilleszthető ugyanebbe a képbe, bár önmagában véve nem lenne felhasználható annak körvonalazására.

A gyűrődést gyakran kíséri palásság. A Mórágvi Gránit-test közetei változó mértékben palásak, ezért kézenfekvő összevetni a palásság települését a magmás szerkezeti elemekével. A fúrómagok magszkenneres vizsgálata nyomán két, eltérő dőlésszögű palásságot különítették el (KOROKNAI 2009b):

1) A nagyon meredek palásság (1950 adat) ÉNy 83° dőlésű maximumot ad. Ez a palásság koaxiális lapulással keletkezett, s BERTHÉ et al. (1979) nomenklatúrájában S-típusúnak minősíthető.

2) A közepesen meredek („lapos”) palásság (2988 adat) egy erősebb ÉNy 58° és egy gyengébb DK 58° dőlésű maximumot mutat (12. ábra). Ez a palásság egyszerű nyírással keletkezett, s BERTHÉ et al. (1979) nomenklatúrájában C-típusúnak minősíthető. A milonitok lényegileg e palásság extrém erős kifejlődésének tekinthetők.

A közepesen meredek C-palásság és a milonitok maximumai igen közel esnek a kőzethatárok és kontaminációs felületekéihez, míg a nagyon meredek S-palásság maximuma közel áll a magmás szerkezetek dőléseiből körvonalazott szimmetriasíkhhoz.

Az egyezés magyarázatául az a feltevés szolgálhat, hogy a C-palásság (a milonitokkal együtt) általában a kőzethatárokat és kontaminációs felületeket, míg az S-palásság mindezek szimmetriasíkját követi. Egészében olyan kép rajzolódik ki (13. ábra), amelyben a C-palásság kőzethatárok menti siklató felületeket ad, míg az S-palásság az így körvonalazódó redők tengelysíkjaiba esik.

A kettőt egyazon folyamat — a gyűrődés — hozza létre, ezért indokolatlan egymásutánjukról beszélni. A kétféle palásság egyidejűségét világosan tanúsítja a metamorfózis során átkristályosodott kvarc elnyúlt lencséinek helyzete, ami legjobban a magszkenneres képeken (14. ábra) látható: egyazon kvarclencse nem ritkán áthajlik egyik palásságból a másikba, de elvetése nem fordul elő, flexuraszerű görbülete pedig ritka, s mindkét lehetséges típusa (az S hajlítja a C-t és viszont) megfigyelhető.

Ebben a képben a zárványok azért települnek meredekebben, mert közel fordultak az S-palássághoz (MAROS et al. 2004), azaz a tengelysíkhhoz. Természetesen ilyen elfordulást elsősorban olyan kisebb testek szenvedhettek, amelyek a környezetükhöz képest jobban el tudtak fordulni, mint a nagyobb testek.

Az S-palássággal kapcsolatban megjegyzem, hogy számos mélyfúrásban van egy DK-i dőlésű maximuma is. Ez az összesítő sztereogramon (12. ábra, SF) egybeolvad az ÉNy-ival. A második maximum létezése arra mutat, hogy a szimmetriasíkot függőlegesnek kell feltételeznünk, s a fő maximum eltérésére kell magyarázatot adnunk. Két maximum létezése valószínűleg abból következik, hogy az adatok zöme függőleges fúrásból származik, s ezekben a függőleges és ahhoz közeli síkok (a 0°-os vagy ahhoz közeli találkozási szög miatt) jóval ritkábbak, mint a valóságban. Az ÉNy-i dőlések erős túlsúlya miatt az összesítő képben ÉNy-i maximum mutatkozik.

PENNACCHIONI, MANCKTELOW (2007) bemutatta, hogy gránitban a palásság és a milonitok inhomogenitási felüle-

teket követhetnek. Esetünkben ez a C-palásságra lehet igaz, kétségtelen azonban, hogy mind e palásság, mind a milonitok gyakran függetlenek a magmás inhomogenitásoktól.

A fenti értelmezésnek nyilvánvaló problémája, hogy a levezetett redők sehol sem voltak megfigyelhetők. Ezzel kapcsolatban nem látunk más megoldást, mint feltételezni: a redők cikkcakkos alakjából következően az áthajlások rendkívül élesek, bennük a gránit annyira töredezett, hogy a dőlésirányváltáson kívül más jelenség nem figyelhető meg.

Fölvetődhet az is, hogy egyáltalán: megfigyeltek-e valahol redőket gránitban. Az alábbiakban ezt a kérdést elemzem.

Redők általában gránitban?

A gránit gyűrődésének kérdése az utóbbi években vetődött föl, de ismereteim szerint vitatott maradt. Így pl. PIMENTA et al. (2004) azt gondolta, hogy az ÉNy-Portugáliában megfigyelt redők úgy keletkeztek, hogy a magma szerkezete idomult a benne lévő metamorfizált üledékes kőzetek redőihez. WHITE (2005) szerint viszont Új-Dél-Wales gránitja az S- és C-szerkezetek kialakulása és a milonitosodás után gyűrődött meg (15. ábra). Irodalomkutatása nyomán azonban azt a következtetést vont le, hogy gyűrűt gránitokról világszerte alig esik szó. A ritka példák közé veszi MOHAJEL (2003) munkáját is, amely egy poszter kivonata, s a gránitredőkről mindössze említést tartalmaz.

WHITE (2005) koncepcióját elfogadta LENNOX et al. (2006) és WHITE et al. (2006) is egy-egy, az interneten hozzáférhető poszteren, vagyis a felfogás elterjedni látszik.

Így tehát a grániton belüli redők létezése a világ más közzeteinek tanulmányozása nyomán is felmerült. A kérdés megoldását a Mórágnyi Gránit-test vizsgálata valószínűleg előreviheti. A Wyangalal Gránittól (15. ábra) eltérően itt a gyűrődés a C-palásságban mutatkozik, s az S-palásság az így létrejött redők tengelysfkjával párhuzamos. A milonitok a C-palássághoz köthetők, a nyírási övek pedig zömmel későbbi deformációval keletkeztek.

A Mórágnyi Gránit-test igen furcsa, szokatlan elemét képezik a Bátaapáti Metahomokkő Formáció kőzeteiből álló lemezszerű testek, amelyek jelentőségét a gránittest felépítése szempontjából mindeddig nem vettük kellőképpen figyelembe. A következőkben ezt a problémát tekintem át.

A Bátaapáti Metahomokkő-testek szerkezeti értelmezése

A Bátaapáti Metahomokkő Formáció (alsó-paleozoikum, KOROKNAI, GULÁCSI 2009) sorsa meglehetősen mostohán alakult: bár (más megnevezéssel) már SZEDERKÉNYI (1977) és JANTSKY (1979) munkájában is szerepelt, a kilencvenes évek végén megjelent litosztratigráfiai összefoglalások (GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997, BÉRCZI, JÁMBOR 1998) egyike sem említette. A Mórágnyi Gránit-test szerkezetét tárgyaló tanulmányok hosszú sorából egyedül BALLA

(2003) és KOROKNAI (2003c) szentelt neki néhány gondolatot. Ezekre, valamint a rendelkezésünkre álló tényanyagra (BALLA et al. 2008, BALLA, GYALOG 2009) támaszkodva tekintem át a problémát.

A Bátaapáti Metahomokkő lemezszerű testeket alkot, amelyek csapása követi a Mecsekalja-öv szerkezeti főirányát és a Mórágnyi Gránit palásságát, vastagságuk m-es nagyságrendű, hosszuk 200 és 1000 m között ingadozik, de akár jóval nagyobb is lehet. A csapás menti kiterjedés tehát legalább két, esetleg három nagyságrenddel nagyobb, mint a vastagság, ezért nevezem ezeket a testeket lemezszerűnek. A dőlés menti kiterjedésről nincs adatunk, fúrás ilyen testet nem harántolt. Területünk nagy részén a Bátaapáti Metahomokkő-testek a Mecsekalja-öv menti 1 km-en belül vannak, de a Ny-i peremen már attól távolabb is előfordulnak.

A Bátaapáti Metahomokkő anyaga finomszemű homokkőből és aleurolitból keletkezett, és palásodást mutat. A rétegződés és a palásság KOROKNAI (2003a) 1. fényképén kb. 25°-os szöveget zár be egymással. LELKESNÉ FELVÁRI GY. (in BALLA 2003) szerint egészében véve mindkettő a kontaktussal párhuzamos, de részleteiben eltér attól. A kőzet kontaktmetamorfózist szenvedett (kordierit, néhol szillimanit), de ez az elváltozás nem erősödik a lemezszerű testek szegélye felé, s ebben az irányban a befogadó gránitkőzet sem mutat semmiféle szöveti változást. Más szóval sem az exo-, sem az endokontaktuson nincs semmiféle elváltozás. Az érintkezési felületek azon szakaszai, amelyeket nem vetnek el utólagos, rideg törések, mikroszkópi vizsgálat nyomán a pala képlékeny állapotában képződött tektonikus kontaktusnak minősíthetők. A gránit palássága a kontakt-szövetet átmettszi. Ezzel összhangban van, hogy KOROKNAI (2003b) 9. fényképén a kontaktus — dőlésszögéből ítélve — kb. a Mórágnyi Gránit S-palásságával párhuzamos, míg a befogadó gránitkőzetben és a metahomokkőben látható palásság — ugyancsak a dőlésszöge alapján — a C-palásság kategóriájába tartozik. A kontaktmetamorf hatást megerősítette KIRÁLY (2005) is.

Grániton lévő homokkőtestek eredetére négyféle fel-fogást látunk lehetségesnek (16. ábra): neptuni telérként, endogén zárványként, töréskitöltésként vagy redőmagként való települést

A Bátaapáti Metahomokkő esetében a neptuni telérként (A) való települést a kontaktmetamorfózis egyértelműen kizárja, ezért települési modellként csak a másik három lenne figyelembe vehető. KOROKNAI (2003c) szerint, ha a metahomokkőtestek endogén zárványok lennének, érthetetlen lenne, hogyan maradhattak épen több száz m hosszban m-es vastagságú testjei, továbbá miért olyan gyenge a kontakthatás, s miért hiányzik az exo- és endokontaktust kísérő elváltozás. A töréskitöltés ellen szól, hogy a kontaktuson sehol sincs nyírás. Végül a redőmaggal szembeni ellenérv az, hogy a gránitban nincs gyűrődés nyoma.

Úgy vélem, hogy bár a gránitban redők tételezhetők fel, ezek alakja egyáltalán nem olyan szűk — gyakorlatilag izoklinális —, mint a metahomokkőtestek esetében lennie kellene. Ezért azt gondolom, hogy az eddig felmerült lehetőségek közül legvalószínűbb a töréses eredet. Nyírás

hiányát a kontaktuson LELKESNÉ FELVÁRI GY. (in BALLA 2003) megmagyarázta azzal, hogy a tektonikus érintkezés képlékeny állapotban, több km-es mélységnek megfelelő hőmérsékleten és nyomáson jött létre. A homokkőtesteknek mind alakja, mind elrendeződése tektonikus eredetet sugall (BALLA 2003), s mint látjuk, az azzal szemben felhozott ellenérv (nyírás hiánya a kontaktuson — KOROKNAI 2003c) nem helytálló.

Mindebből következően a metahomokkőtestek nem szolgáltatnak információt a Mórágyi Gránit-test esetleges redőivel kapcsolatban. Figyelemre méltó azonban, hogy a metahomokkőtestek a gránitban feltételezhető redők tengelysíkjaival párhuzamosak, ami viszont számos későbbi, rideg deformációval kialakult törésre is igaz.

Összefoglalás

A Mórágyi Gránit-test belső felépítése az Üveghutai-telephely (Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló) kutatása nyomán kezd körvonalazódni. Tisztázódott, hogy a kétféle (monzogranitos és monzonitos) magma kölcsönhatásával kialakult gránittest monzonitos központja éppen a kutatási területen mutatható ki mind a térképezési, mind a fúrási adatok alapján, s ezzel a megállapítással a geokémiai trendek térbeli eloszlása összhangban van. Ez a centrum az alaphegység felszínén a monzonitos kőzetek koncentrációs zónájában, a fúrási adatokban pedig hányaduk mélységi növekedésében mutatkozik meg. A monzonitos kőzetek differenciációs trendje a centrum területén gyakorlatilag ugyanolyan, mint a monzogranitos kőzeteké, a centrumtól távolabb azonban attól lényegesen eltér („zárványmagmák”). A monzonitos testek alakja még magmás állapotban bekövetkezett deformáció (összenyomás) következtében elnyúlt lencseszerű, lefelé e testek nagyobbá válnak és összeolvadnak. A kétféle magmából keletkezett kőzettestet leukokrata telérek szelik át, amelyek nagyrészt a nyúlás síkjára merőlegesen települnek.

A monzonittestek elnyúlt lencseszerű alakja mintegy markerként szolgál az egész gránittest belső felépítésének megértéséhez. Az uralkodóan ÉNy-i irányú dőlés mellett egyes szakaszokon ellentétes, DK-i irányú dölések is előfordulnak. E jelenség nyomán felvetődik a kérdés: nem gyűrődés hozta-e létre ezt a képet. A gyűrődéssel kapcsolatban gyakran figyelhető meg palásság. A Mórágyi Gránit palásságának elemzésével kimutattam, hogy a feltételezhető redők szárnyait — a közvethatárokkal egyezően — a C-palásság rajzolja ki, míg a redők tengelysíkjaiba az S-palásság esik. Ezzel a kétféle palásság genetikai rokonságba kerül, s indokolatlanná válik a kérdés, mi az egymásutánjuk, mi az oka annak, hogy két ugyanolyan irányú erőter két eltérő palásságot eredményez (KOROKNAI 2009c: D₁ és D_{2a-b} deformációs esemény), és hogyan képviseli ez a kettő „egy folyamatos deformációs eseménysor különböző állomásait” (uo., p. 170.).

Redők azonban a Mórágyi Gránitban sehol sem voltak közvetlenül megfigyelhetők. Létezésük mindaddig, amíg

azt közvetlen megfigyelések nem igazolják, munkahipotézis marad, amely már létező nagyszámú mérési adat értelmezésére született. Hasonló a helyzet a világ más gránitjaiban feltételezett redőkkel is. A redők képződéséhez szükséges egymással közel párhuzamos siklató síkok rendszerét gránitok esetében a palásság, a Mórágyi Gránit esetében a milonitokkal kísért C-palásság szolgáltatja.

Nyitva marad az a kérdés, mikor gyűrődött a Mórágyi Gránit: a palásság után, avagy még magmás állapotban, s ez esetben a palásság csak követi a már kialakult redőket alkotó közvethatárok körvonalazta redőszámnyakat.

Következtetések

A lefolytatott elemzés nyomán szükségszerűvé válik, hogy a Mórágyi Gránit-test felépítését ábrázoló 1:5000-es méretarányú szelvényeket és metszeteket (BALLA 2009b) a vázolt szemlélettel újraszerkesszük. A redőket függőleges tengelysíkkaival, közel vízszintes vagy csak enyhe dőlésű tengelyekkel, cikkcakkos alakúnak kellene rajzolnunk. Ez a szerkesztés ugyan nem szolgálna bizonyítékul redők létezésére, de minden valószínűség szerint megkönnyítené a földtani felépítés megértését.

Ezen a közvetlen feladaton kívül még két másik — közvetett feladat — is körvonalazható:

1. A Bátaapáti Metahomokkő lemezszerű testjei feltehetőleg olyan tektonikai zónákban települnek, amelyek mentén nagy mélységben, jelentős hőmérsékleten és nyomáson ment végbe mozgás. Ezt a körülményt és ezt a folyamatot tükröznie kellene a Mórágyi Gránit tektonikai és metamorf fejlődéséről kialakított képnek.

2. A szerkezeti elemek szimmetrikus elrendeződése egy függőleges vagy ahhoz közeli síkra — az eredetükről kialakított képtől függetlenül — azt sugallja, hogy létrejöttük, vagyis a kora-karbon óta a Mórágyi Gránit nem billent ki helyzetéből érzékelhető mértékben, legalábbis a Mecsek-alja-öv csapására merőleges összetevővel. Ezt a körülményt figyelembe kellene venni a fiatalabb — újpaleozoos, mezozoos és kainozoos — tektonikai mozgások értelmezésénél.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom kollégáimnak — Király Editnek, Koroknai Baláznak és Maros Gyulának — önzetlen segítségükért. Adataik alapul szolgáltak és a velük való eszmecsere nagyban hozzájárultak ahhoz, hogy megfogalmazódjanak bennem a fentebb vázolt gondolatok. Hálás vagyok Lloyd White (Új-Dél-Walesi Egyetem, Sidney) kéziratot anyagáért, valamint az általa, továbbá a Scott Paterson (Dél-Kaliforniai Egyetem, Los Angeles) által adott felvilágosításért. Köszönöm Lelkesné Felvári Gyöngyi lektori munkáját, amellyel segített végső formába önteni tanulmányomat.

Törészónák a Mórágyi Gránitban: új szerkezeti és K–Ar-adatok

MAROS GYULA¹, KOROKNAI BALÁZS¹, PALOTÁS KLÁRA¹, MUSITZ BALÁZS¹,
FÜRI JUDIT¹, BORSODY JÁNOS¹, KOVÁCS-PÁLFY PÉTER¹, KÓNYA PÉTER¹, VICZIÁN ISTVÁN¹,
BALOGH KADOSA², PÉCSKAY ZOLTÁN²

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest Stefánia út 14.

² MTA Atomki, Debrecen, H-4026 Debrecen, Bem tér 18/c

Tárgyszavak: illit, K–Ar-kor, Magyarország, szerkezetföldtani elemzés, töréses deformáció, törészóna, vetőagyag

Kivonat

A kis és közepes radioaktivitású hulladékok végső elhelyezésére irányuló, a Paksi Atomerőmű Rt., majd a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht. által megrendelt, mintegy másfél évtizedes felszíni és felszín alatti földtani kutatás eredményei alapján a törészónák a Mórágyi Gránit szerkezeti képeinek alapvető fontosságú elemeit képezik. Ezek az esetek túlnyomó többségében meredek dőlésűek (60–90°), fő irányaik: ÉK–DNy, K–Ny, (É)ÉNy–(D)DK és ritkábban É–D-i. A legjelentősebb (5 m-nél vastagabb, vetőagyagos magzóná[ka]t tartalmazó), többnyire ÉK–DNy-i, illetve kb. K–Ny-i csapású törészónák a legmegbízhatóbbnak tekinthető adatforrás – a vágatdokumentáció – szerint egymástól mintegy 500 m távolságban jelennek meg, míg a kisebb jelentőségű zónák hozzávetőleges távolsága 50–100 m. A gránittestben korábban létrejött anizotrópiafelületek (közethatárok, képlékeny és átmeneti képlékeny-töréses nyírózónák) számos esetben szerkezeti preformációt jelentettek a törészónák kialakulásakor. A zónák fejlődését alapvetően határozták meg a kőzet iniciális kataklázisát követően a gránittestbe jutott és ott áramló fluidumok, amelyek a kőzet további gyengüléséhez, illetve a zónák ásványos cementációjához egyaránt hozzájárultak.

A zónák igen meredek dőlése és a mért vetőkarcok többsége egyaránt oldalelmozdulást jelez, ugyanakkor az említett csapásokhoz az esetek túlnyomó többségében nem rendelhető egyértelmű kinematika. Egy adott zónában gyakran többféle karc is mérhető az egyedi, a zóna településével kb. párhuzamos töréseken, ami a törészónák többszörös felújulására mutat. A zónák mentén jellemzően néhány deciméteres – méteres elvetés dokumentálható.

A törészónák térképi mintázata és dőléseloszlása jól leírható két, az alapvető jelentőségű szerkezeteket létrehozó töréses deformációs fázis segítségével. Kinematikai modellünkben a variszkuszi képlékeny deformációk után először egy ősi (mezozoos) jobbos rendszer jelentkezik az ≈ÉK–DNy-i (ún. csapásirányú, a Mecsek-alja-övvvel kb. párhuzamos) törészónák mint fő nyírózónák mentén. Ezt egy neogén transzpressziós jobbos rendszer követi, amelyik a haránt irányú, ≈(É)ÉNy–(D)DK-i síkok mint fő nyírózónák mentén lépett fel. A kettő között és után egy-egy balos csapásirányú rendszert valószínűsítünk, amely a kréta alkálilbazalt-telérek benyomulásakor, illetve a Mecsek hegység és a Mórágyi-rög kiemelkedésekor működött.

A törészónák legintenzívebb deformációt szenvedett, vetőagyagos magzónáiból K–Ar-kormeghatározásokat végeztünk. Az illit politípusa uralkodóan 1M, ami hidrotémális genetikára utal. Az illitdús finomfrakciókon végzett meghatározások erősen szóró, mezozoos (középső-/késő-triász–késő-kréta) korokat szolgáltatnak, többfázisú illitképződést jelezve a kutatási területen. Különböző ásványtani/szerkezeti megfontolások alapján (kevert illit/szmektit-szerkezet és szmektit mennyisége, féltértékszélesség, egyéb „zavaró” fázisok jelenléte) a legidősebb (középső–késő-triász) korok minősíthetők a legmegbízhatóbbnak, így ezek nagy valószínűséggel valós töréses szerkezeti esemény(ek) idejét jelzik, amit az ilyen korú elemek nagy regionális elterjedtsége is alátámasztani látszik. Bár némileg nagyobb bizonytalansággal, de ugyanezt feltételezzük a késő-kréta korú elemekről is. A középső-jura és kora-kréta korok földtani jelentése kérdéses az e mintákban számottevő mennyiségben megjelenő illit/szmektit, illetve szmektit és a datált 1M illit genetikai kapcsolatának bizonytalanságai miatt.

Bevezetés

A törészónák a földkéreg sekély régiójában (<10 km) végbement, viszonylag szűk közzettérfogatra korlátozódó rideg deformáció termékei, amelyek a töréses szerkezet-alakulás legösszetettebb felépítésű objektumait képviselik. Munkánkban a kristályos Mórággyi-rög területén feltárt Mórággyi Gránit Formációban található törészónákat elemezzük a kibúvós terület ÉK-i részén. Szerkezet-földtani vizsgálatainkat — amelyek az erőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végső elhelyezésére irányuló földtani kutatás részét alkották — a felszíni és felszín alatti földtani kutatási fázisok során mélyült fúrásokban (MAROS et al. 1999, 2003, 2004; DUDKO 2000; MAROS, PALOTÁS 2000a–b; ZILÁHI-SEBESS et al. 2000; SZONGOTH et al. 2003; BALLA et al. 2003, 2008; BALLA 2004; ZILÁHI-SEBESS 2005; MAROS 2006; további referenciákért l. a hivatkozott munkákat), felszíni feltárásokban (DUDKO, SZEBÉNYI 2003, MAROS et al. 2003, GYALOG et al. 2006), mesterséges kutatóárkokban (GYALOG et al. 2003), valamint a lejtősaknában (MOLNAR et al. 2006, 2007, 2008) végeztük. A kutatások megrendelője a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht. (RHK) volt.

A gránittestben húzódnó törészónák vizsgálata alapvető jelentőségű a radioaktív hulladék-tároló befogadó földtani közegének jellemzéséhez. A közzetmechanikai szempontokon túl a törészónáknak kiemelt szerepe van a tároló és környezete hidrogeológiai viszonyainak szemszögéből is, hiszen a törészónák a vízáramlás szempontjából egyaránt képezhetnek torlasztó-szigetelő vagy fokozottan jó vízvezető képességű zónákat. Ráadásul tapasztalataink szerint e tulajdonságok akár változhatnak is egy-egy zóna csapása mentén. Tanulmányunkban bemutatjuk a törészónák főbb típusait és geometriai felépítését, áttekintjük a vetőagyagos magzónákkal rendelkező törészónák mikroszerkezeti sajátosságait és anyagvizsgálatai eredményeit, jellemezzük a zónák területi és irányeloszlását, kinematikáját, végül elemezzük kialakulásuk korát és mechanizmusát.

A különböző típusú kutatási objektumokban eddig összesen 358 törészóna szerkezeti dokumentációját végeztük el. Egy zóna-adat tartozhat egyetlen, egyedi lefutású zónához, vagy a nagyobb zónák egyes fonatait alkotó, kisebb vastagságú, de a dokumentáció szemszögéből egyedi törészónának minősülő zónához. A dokumentáció jellege, részletessége és megbízhatósága a különféle objektumokban eltérő, ezért az értékelés során alkalmazott kategóriák (pl. orientáció, vastagság stb.) darabszámában előfordulnak kisebb eltérések (így például az összesen 358 zónából 323 esetben tudtuk meghatározni a települési viszonyokat, illetve 319 esetben a zóna vastagságát). A lejtősaknák esetében — az adatisméltlődés és az ebből adódó torzító hatás elkerülése végett — a vágatok közt egyértelműen korrelálható síkokon mért adatok közül mindig csak egyet vettünk figyelembe.

Földtani háttér

A Mórággyi kristályos rög (JANTSKY 1953, 1979) északkeleti részén elhelyezkedő kutatási terület nagyszerkezetileg a Tiszai-egység legészakabbi, ún. Mecseki-zónájához tartozik (1. ábra). A Mórággyi-rög pre-kainozoos képződményei között uralkodnak a Mórággyi Gránit Formációba (BALLA et al. 2003) sorolt granitoid kőzetek. A kb. ÉK–DNy-i csapású gránittestet északnyugatról a közelítően szintén ÉK–DNy-i csapású, meredek ÉNy-i dőlésű Mecsek-alja-öv határolja, amelyben milonitosodott ópaleozoos metamorf képződmények bukkannak felszínre. A rög északnyugati peremén nem metamorf, alsó-jura üledékek érintkeznek tektonikusan a milonitosodott metamorfitokkal. Az említett alapegységi képződményeket változatos összetételű, kréta alkálivulkanit-telérek („bosztonitok”; MAURITZ, CSAJÁGHY 1952) harántolják. Az alapegységi képződményekre nagy üledékhézaggal neogén, illetve kvarter üledékek települnek.

A kora-karbon korú (≈340 M év: KLÖTZLI et al. 2004; GERDES 2006) Mórággyi Gránitot két fő közzet típus — mikroklin-megakristályokat tartalmazó monzogranit és javarészt monzonitosszerű összetételű, mafikus kőzetek — építi fel. Ezek a magmás fejlődés korai szakaszában két, fizikai-kémiai tulajdonságaiban különböző (felzikus és mafikus) magma keveredéséből keletkezett kőzetek (BUDA 1999, BUDA et al. 2000, KIRÁLY, KOROKNAI 2004, BUDA, DOBOSI 2004). Ennek eredményeként alakult ki a pluton magmás szerkezete (MAROS 2006). A Mórággyi Gránitban megfigyelt szerkezeti jelenségek három fő deformációs stílusba (magma, képlékeny és töréses) csoportosíthatók. Ezek deformációs fázisai két fő orogén szerkezetalakulási szakaszhoz kapcsolhatók (KOROKNAI 2009, MAROS, KOROKNAI, 2009):

1) A szerkezetalakulás *variszkuszi* orogenezishez kapcsolódó szakasza során alakult ki a gránittest ÉK–DNy-i csapású szerkezeti irányítottsága. A variszkuszi szakaszon belül két fő fázis különíthető el:

— 1a) A *magmás fázis* korai és kései stádiumában egyaránt uralkodóan ÉK–DNy-i csapású szerkezetek (közethatárok, kontaminációs felületek, elnyúlt-lapított mafikus zárványok, illetve leukokrata közzetelések) jöttek létre. A fenti jelenségekben határozottan megmutatózó irányítottság aktív erőter jelenlétére utal a magmás fejlődés során.

— 1b) A variszkuszi szerkezetalakulás *metamorf fázisához* kapcsolódó képlékeny deformáció a már megszilárdult gránittestben két, szintén ÉK–DNy-i csapású, meglehetősen meredek dőlésű palásságot, továbbá milonitosszerű zónákat és redőket hozott létre a vizsgált területen. Bár közvetlenül nem igazolható, a felsorolt képlékeny szerkezeti elemek mellett — akárcsak a magmás fázis során — minden bizonnyal töréses szerkezetek is képződtek e fázisban.

2) A szerkezetalakulás másik fő szakaszát az *alpi* orogenezis jelenti, amelynek során számos fázisban ment végbe töréses deformáció, köztük a kréta alkálivulkanit-telérek benyomulása is. A tanulmányunkban tárgyalt törészónák döntően e szerkezetalakulási szakasz termékei, bár lehetséges, hogy egyes esetekben már meglévő, a varisz-

kuszi szerkezetalakulás során preformált zónák felújulása ment végbe.

A törészónák felépítése és típusai

A törészónák általában közelítőleg tábla vagy lemez formájú, sík vagy hajladozó felületű zónák, amelyek a környezetüknél sokkal intenzívebben deformált kőzeteket tartalmaznak. Jellemző vastagságuk a kutatási területen néhány decimétertől néhány 10 méterig terjed.

A dokumentált törészónák között jól elkülöníthető néhány alapvető típus a legintenzívebb deformációt elszenvedett zónájuk jellemző szerkezete alapján (2. ábra). A kutatási területen felismert alaptípusok tapasztalataink szerint fejlődési sorba (MAROS 2006) rendezhetők a deformáció növekvő intenzitása alapján (2. ábra). Egy-egy törészónán belül akár többféle típus is — akár többszörösen ismétlődve — előfordulhat, a törészóna besorolása ilyenkor a legintenzívebb deformációt mutató típus alapján történik. A zónák kialakulása során fontos tényező, hogy a gránittest különböző kőzetváltozataiban a deformáció általában különböző mértékű, és nem ritka, hogy egy-egy zóna irányítottága (pl. palásság, átmeneti képlékeny-töréses nyírózónák [ún. „pseudomilonitok”]) is fontos preformációt jelenthetnek a törészónák képződése során.

A „legfejletlenebb” töréses öv a *törésnyaláb*, amely alatt a néhány fok különbséggel párhuzamosan futó törések sűrű sorozatát értjük (2. ábra, 1). A törések száma 5-10 vagy még több, a törések távolsága általában 2–20 cm. A deformáció intenzitásának növekedésével *fonatos-szigmoidos* eltolódásos vagy feltolódásos *duplexek* (BOYER, ELLIOTT 1982, RAMSAY, HUBER 1987) keletkeznek. Ezek esetében a töréses deformáció nem egyetlen sík mentén halad előre, hanem nagyjából párhuzamos síkok mentén, amelyeket „deformációs hidak” kötnek össze. Ez utóbbiak geometriája az ún. P-törések irányát követi, amelyek többnyire nem vágják át a meghatározó töréseket, hanem azokba belesimulnak. Mindez végső soron szigmatoidális geometriájú alakzatok kialakulásához vezet, amelyeket jellegzetes alakjuk alapján „deformációs halaknak” neveztünk a dokumentáció során. Ezek határai mentén az eredetileg egymás mellett helyet foglaló kőzettestek részben „felmásznak” egymás fölé (illetve eltolódás esetében: mellé), megtöbbszörözve az eredeti vastagságot (2. ábra, 2). A fonatos-sigmatoidos, illetve a törésnyalábos jellegű törészónákban tapasztalataink szerint többnyire nem különíthető el egyértelműen a zóna egészéhez képest viszonylag kis kiterjedésű, intenzíven deformált magzóna.

Ezután a fejlődési sor kétféle válik: (a) A szigmatoidok feltöredezésével *breccsás* szerkezet (2. ábra, 3) alakul ki (BILLI et al. 2003). A breccsa finomszemű mátrixában sokszor vetőagyag is előfordul az egyéb kitöltőanyagok mellett, a breccsadarabokat és szemcséket pedig jórészt felismerhetően a szigmatoidok törmeléke alkotja. (b) A másik lehetőséget a *leveles törészóna* (2. ábra, 4) képviseli, amely néhány milliméter vastag kőzetlemezekből és közöttük

levő, igen vékony agyagásványos sávokból áll. A kőzetlemezek az esetek többségében igen erősen lapított szigmatoidnak tekinthetők, amelyek a fonatos-sigmatoidos típus szigmatoidjainak levelekké hasadozásával keletkezhetnek. A leveles változat kialakulását alapvetően befolyásolja a kőzet korábbi deformációja során létrejött palás vagy milonitos szerkezet, továbbá a kőzettani összetétel is. A leveles törészónák így jellemzően finomszemű, biotitdús monzonitos, illetve erősen palás kőzetekben alakulnak ki, míg a breccsás szerkezetűek, inkább képlékenyen, nem vagy csak gyengén deformált, viszonylag durvább szemű kőzettípusokban jönnek létre. Ebben az értelemben számos helyen tapasztalható a milonitos szerkezet „átöröklődése” töréses deformációba.

A deformáció intenzitásának további fokozódásával a leveles szerkezet esetében az egyes „levelek” már nem hasadnak vékonyabb elemekre, hanem először hossztenge-lyükre merőlegesen, majd azzal párhuzamosan aprózódnak (BILLI et al. 2003). A breccsás szerkezet esetében a breccsadarabok is tovább aprózódnak. A folyamat előrehaladtával megindul a közel izometrikussá váló szemcsék forgása, a kőzet ún. kataklázos „folyással” deformálódik (ENGELDER 1974). Így jön létre a *murvás, vetőagyagos* típus (2. ábra, 5), amely a típusok közül a „legfejlettebb”. Ebben a kőzet-szemcsék vagy az agyagfrakcióba aprózódnak a deformáció során, vagy legömbölyített, esetleg éles szélű, murvafrakciójú szemcséket alkotnak. Helyenként a különböző frakciókba tartozó szemcsék az elmozdulással párhuzamos (ún. C) és azzal hegyesszögét bezáró síkok szerint rendeződnek, így alakulhat ki e kőzetekben a képlékeny rezsimból ismert S-C palássághoz (PASSCHIER, THROUW 1996) hasonló kőzet-szerkezet. Ezt nevezzük foliált vetőagyagnak. A felaprózódott vetőkötés agyagásványosodása — továbbá a törészónákban szinte mindig megjelenő, rendszerint többfázisú, gyakran tektonikusan (akár többszörösen) is feldolgozott, különböző hidrotermális kitöltőanyagok (legtöbbször karbonát, illetve vas-oxidok, -oxid-hidroxidok és -hidroxidok) — a zónában mozgó fluidumok fontos szerepét jelzik a deformáció során. E típus egy-egy jelentősebb törészóna belső, legintenzívebb deformációt mutató részén akár többször is ismétlődhet.

Az egyedileg dokumentált, vékonyabb zónák számos esetben lencses, szigmatoidos törészónakötegekben egyesülnek (3. ábra). A törészónákban összekapcsolódó törési síkok komplex rendszerében így viszonylag érintetlen, izolált kőzettesteket, erősen töredezett kőzeteket, továbbá — a deformáció javarészt koncentráló — vetőkőzeteket (vetőbreccsa, kataklázit, vetőagyag) találunk. Az adott kőzet-tér fogatban a feszültségtér tehát igen heterogén alakváltozást hozott létre.

A deformáció mértéke szerint a törészónák alapvetően ún. kárvónára és magzóvára (3. ábra) tagolhatók (CHESTER, LOGAN 1986, CAINE et al. 1996, WIBBERLEY, SHIMAMOTO 2003, FAULKNER et al. 2003). A magzóvona — amely esetünkben gyakran agyagos vetőkőzeteket foglal magába — határa lehet átmeneti vagy éles, az utóbbi esetben ezt főtörésnek („master fault”) nevezzük. A magzóvona két szélén

elhelyezkedő főtörések jellemzően párhuzamosak a töréses öv dőlésével (BILLI et al. 2003), és tapasztalataink szerint ezek többnyire jól észlelhető szerkezeti elemek. A törészónákban az eredő elmozdulás a szorosan egymás mellett elhelyezkedő törési síkok menti elmozdulások összegződésével valósul meg.

A breccsás, leveles, illetve murvás-vetőagyagos típus megjelenése jellemzően a jól elkülönülő magzónával (vagy magzónákkal) rendelkező törészónákhoz kapcsolható.

A törészónák vastagságviszonyai

A törészónák vastagságviszonyai a 4. ábra, a-n láthatók, amely alapján a zónák vastagsága jellemzően (az esetek több mint 90%-ában) néhány méteres (<5 m). Az ennél vastagabb zónák gyakorisága radikálisan csökken a maximális vastagság (35,5 m) irányába. Az adatok döntő részét alkotó 0–5 m közti vastagságú zónákban (4. ábra, a) szintén csökkenő trend figyelhető meg a nagyobb vastagságok felé, bár a csökkenés mértéke kevésbé radikális, mint az 5 m-nél vastagabb zónák esetében. A vastagságeloszlás jól közelíthető egy logaritmikus görbével (korrelációs együttható $R^2=0,9225$). A zónák teljes vastagsága mellett vizsgáltuk továbbá a „fejlett” törészónákban megjelenő, a deformáció döntő hányadát akumuláló vetőagyagos magzónák vastagságviszonyait (4. ábra, b). A vetőagyagos magzónák (összesen 117) vastagságeloszlása lényegében ugyanolyan trendet mutat, mint a törészónák teljes vastagságeloszlása, tehát a nagyobb vastagságok felé nagyon gyorsan csökken a gyakoriság. Az esetek döntő hányadában (>90%) a vetőagyagos magzónák vastagsága kisebb 1 m-nél (többnyire néhány dm vastagságúak), és 2 m-nél vastagabb mindössze 4 db akad. A 2 m-nél vékonyabb vetőagyagos magzónák (az adatok közel 97%-a) eloszlása szintén jól közelíthető egy logaritmikus görbével (korrelációs együttható $[R^2]=0,8748$).

A törészónák szerkezeti fontosságának (rendűségének¹) jellemzéshez egy tapasztalati úton kialakított, szerkezeti ismérveken alapuló, kombinált skálát alkalmaztunk. A besorolás egyik alappillére a zóna vastagságát veszi figyelembe (>10 m — 1. fokozat, 5–10 m — 2. fokozat, 2–5 m — 3. fokozat, <2 m — 4. fokozat). A másik „alskála” alapja az, hogy az adott zóna tartalmaz-e jól elkülönülő, a deformáció javarésztét akumuláló vetőagyagos-murvás magzónát vagy sem. A vetőagyagos magzónát nem tartalmazó törészónákat fejlettségük alapján két csoportba osztottuk (törésnyaláb — 4. fokozat, fonatos-szigmoidos — 3. fokozat). A vetőagyagos magzóná(ka)t tartalmazó törészónákat szintén két csoportba tagoltuk a magzónák mennyisége alapján (egy magzónás — 2. fokozat, több magzónás — 1. fokozat). E két alskála egyesítésével (vagyis az egyes zónákra kapott két érték átlagolásával) a vizsgált törészónák szerkezeti jelentősége jellemezhető egyetlen, 1 és 4 közti számmal. Egyúttal fontosnak tartjuk hangsúlyozni, hogy a szerkezeti értelemben vett „legjelentősebb” — az adott zóna kiterjedését és „fejlett-

ségét” figyelembe vevő — minősítés nem feltétlenül esik egybe egy-egy törészóna vízföldtani jelentőségével (pl. a szerkezetföldtani szempontból nem különösebben jelentős — a fenti skálán csupán 2,5-es értéket elérő — Péter-törés a terület vízföldtani képében kiemelkedő szerepet játszik).

A törészónák szerkezeti jelentőség szerinti eloszlása (5. ábra) igen hasonló képet mutat a vastagságeloszlásokéhoz: a nagyobb jelentőségű zónák irányába haladva a gyakoriság igen gyorsan csökken. A legjelentősebb (1–2-es jelentőségű), 5 m-nél vastagabb és vetőagyagos magzónával rendelkező törészónák száma csekély, részarányuk kicsivel haladja meg a 10%-ot. Ezeket nevezzük a továbbiakban elsőrendű törészónáknak. Az adatok zömét (88%-át) az 5 m-nél vékonyabb, vetőagyagos magzónát nagyjából nem tartalmazó zónák adják. E csoport két további részre osztható: a másodrendű (2,5–3-as jelentőségű) zónák vastagsága a 2 m-t meghaladja, és ezekben vetőagyagos magzónák is számos esetben megjelennek. A legkevésbé jelentős (3,5–4-es jelentőségű), vetőagyagos magzónát nem tartalmazó törészónák vastagsága 2 m-nél kisebb. A szerkezeti jelentőség szerinti eloszlást a vastagságeloszlásokkal összevetve különbségként mutatkozik, hogy a legkisebb (4-es) jelentőségű zónák mennyisége kisebb a 3-as és 3,5-es besorolású zónáknál (a vastagságeloszlások esetében mindig a legvékonyabb zónák számossága a legnagyobb). Ennek oka feltehetően abban rejlik, hogy a kisvastagságú (<2 dm-es) törészónák besorolása/elkülönítése a terepi dokumentáció során nem nélkülözi a szubjektivitást. Így e zónák egy részét mint számottevő vastagságú kitöltéssel rendelkező, egyedi törést írták le, másrészt egyes típusok (pl. törésnyaláb) felismerése és törészónáként történő elkülönítése sem minden esetben egyértelmű. A különböző csoportok dőléseloszlását a Törészónák dőléseloszlása fejezetben tárgyaljuk.

A vetőagyagos magzónájú törészónák belső felépítése

Az alábbiakban — a fokozatos ráközelítés elvét alkalmazva — néhány típuspélda segítségével bemutatjuk a törészónák belső szerkezetére, felépítésére vonatkozó makro- és mikroszerkezeti eredményeket, illetve röviden ismertetjük a zónák legfontosabb anyagminőségi jellemzőit is. Vizsgálatainkat elsősorban a lejtőszaknákban kiválasztott, a „legfejlettebb” típust képviselő murvás, vetőagyagos törészónákból vett mintákon végeztük, mivel egyrészt a vágatokban harántolt zónák és környezetük dokumentációja rendkívül részletes, másrészt ez a típus nyújtja a legtöbb információt a deformációs folyamat egészéről.

E törészónák belső szerkezete kiválóan tanulmányozható a vágathajtás során igen jó magkihozattal mélyült, közel vízszintes előfúrásokban (6. ábra). A bemutatott murvás, vetőagyagos törészónában — jól láthatóan — megjelennek a többi típus jellemzői is. A változó intenzitással töredezett, de számottevő ásványos elváltozástól többnyire mentes kárzónát először breccsazóna, majd akár több deciméter

¹ Rendűség alatt itt és a továbbiakban nagyságot, jelentőséget értünk.

vastag ásványos kitöltés követi. Ezután egy (vagy több), a deformáció javarészt fókuszáló vetőagyagos magzóna következik. Több vetőagyagos zónát tartalmazó törészóna esetében a vetőagyagos zónák általában ásványos kitöltésekkel átjárt közetsávok, breccsák, kataklázitok, illetve ezek különböző kombinációi fordulnak elő. A legintenzívebben deformált vetőagyagos zónák reológiai tulajdonságai a deformáció során (vagy után) végbemenő hidrotermális „cementáció” következtében azonban lényegesen meg is változhatnak („felkeményedés”). Ilyenkor a deformáció — a következő deformációs periódusban — új magzónába ugorhat, vagy a kitöltésekkel cementált, „felkeményedett” magzónát is feldolgozhatja, aminek során jellemzően vetőbreccsa jön létre. A fúrásokban és a vágatokban többször is észleltünk több vetőagyagos magzónával rendelkező törészónát, de a feltárásokban is megfigyeltünk akár többször is feldolgozott kitöltéseket. A deformáció „ugrálása” az övön belül, illetve az övek feljúlulása ezért gyakori jelenségnek tekinthető a kutatási területen.

A továbbiakban a murvás, vetőagyagos típus legintenzívebb deformációt mutató vetőagyagos magjának belső szerkezetét jellemezzük mikroszerkezeti megfigyeléseink alapján. Ehhez illusztrációként a részletesen vizsgált 15 jelentősebb törészónából (33 minta) a Keleti lejtősaknában 1392,9–1393,9 m között, illetve a Nyugati lejtősaknában 1450,6–1452,1 m között dokumentált, K–Ny-i csapású, közel függőleges településű, vízföldtanilag kiemelt torlasztó-szigetelőként viselkedő, eltolódásos törészónát (ún. Péter-törés) választottuk.

A vizsgált mintában (7. ábra) finomszemű, vörösesbarna agyagos mátrixban szögletes vagy gyengén kerekített, gyakran anizometrikus (nyúlt), helyenként szigmoidális alakú granitoid kőzettörmelék, továbbá korábbi karbonátos kitöltések feldolgozott törmeléke úszik. A minta mikroszerkezete erősen irányított, amit a gyakran nyúlt alakú granitoid-klasztok hossz tengely szerinti statisztikus rendeződése is jól kirajzol. Ebben a rideg deformáció által képződött vetőkőzetben — a milonitos nyírózónához hasonlóan — több foliáció is elkülöníthető: az egyik foliáció (C-síkok) a képen kb. vízszintes helyzetű és a fő nyírási síkokkal párhuzamos. A kép bal oldalán jól látható a másik, szigmoidálisan hajlott, a fő nyírási síkba belesimuló ún. P-foliáció is. E két rendszer által alkotott, a képlékeny rezsimből ismert S-C palássággal teljesen analóg mintázat a képen jobbos nyírást, a minta eredeti helyzete alapján pedig eltolódást jelez. A minta felső részén és jobb oldalán látható nyírószalagok (ún. C'-síkok, amelyek lényegében megfeleltethetők a szintetikus Riedel-síkoknak) geometriája szintén jobbos nyírást jelez. A főként agyagásványokat (illit, szmektit, paligorszkit) és kloritot tartalmazó finomszemű mátrix nagy részaránya (40–50 t%) intenzív fluidummozgást jelez a zónában. Foliált szerkezetet észleltünk a Nyugati lejtősakna 1450,6 méterében gyűjtött mintában is, ami arra utal, hogy a vizsgált K–Ny-i csapású törészóna vetőagyagos magzónája a két lejtősakna között közvetlenül is korrelálható.

Ugyanezen zóna egy másik pontjáról gyűjtött mintájában (8. ábra, a) mikroszkópi léptékben is jól tanulmányoz-

ható a vetőagyagos egy igen vékony (pár mm vastagságú) zónában. E mintában azonban a szögletes és többnyire izometrikus kőzet- és ásványklasztokat tartalmazó vetőagyagos nem mutat foliált szerkezetet. Ezek a jellegek külön-külön és együttesen is egyértelműen kisebb mértékű deformációt jeleznek, mint az előző, foliált vetőagyagos esetében. A vetőagyagos zóna éles felület mentén metszi el a mellette húzódnó, szintén vékony sávban megjelenő, irányított szerkezetű, gyakran szigmoidális alakú kőzet- és kitöltésdarabokból álló átmeneti, töréses-képlékeny nyírózónát („pszeudomilonit”), amely egy korábbi deformációs fázis terméke (MAROS 2006, MAROS, KOROKNAI 2009). A „pszeudomilonit” a kőzet későbbi deformációját befolyásoló, preformált gyengeségi zónaként viselkedhetett a törészóna kialakulásakor. Mindkét vetőkőzet éles határral érintkezik a protolittal, amelyben agyagásvánnyal kitöltött törésháló figyelhető meg.

A kataklázosodott protolit és a vetőagyagos zóna közötti határ azonban nem mindig éles, hanem számos helyen többé-kevésbé folytonos átmenet figyelhető meg (8. ábra, b). Az átmeneti szakaszt mikroszerkezeti adottságaikban (klasztok nagysága, mennyisége, foliáció jelenléte/hiánya stb.) eltérő jellegű vetőkőzetek alkotják. Egy-egy jellemző mikroszerkezetű sáv akár ismétlődhet is. A különböző mikroszerkezetű vetőkőzetek váltakozása/ismétlődése igen hasonló a zónák nagyobb léptékben is megfigyelt felépítésbeli jellemzőihez. A mintát a zóna csapásával párhuzamosan, és azzal szöveget bezáróan is, több generációban törések járják át, amelyek döntően karbonát anyagú kitöltést tartalmaznak.

A vetőagyagos magzónájú törészónák ásványos összetétele

A vetőagyagos magzónákból gyűjtött nagyszámú minta fázisanalitikai (RTG, DTA) és vékonycsiszolati adatai alapján a magzónák ásványos összetételét az illit+szmektit+kevert szerkezetű illit/szmektit+klorit+paligorszkit+kaolinit+kvarc+káliciföld-pát+plagioklász+kalcit+dolomit ásványegyüttes változó részarányú keveréke jellemzi. Alárendelt mennyiségben (<5 t%) hematit, goethit sziderit, anatóz, amfibol és pirit fordul még elő (részletes adatokat MAROS, KOROKNAI 2009 közöl). Az egyes fázisok mennyisége számottevő ingadozást mutathat az ugyanazon zóna különböző pontjain vett mintákban, ami részben a kőzet-elváltozás intenzitásának lokális inhomogenitásait, részben pedig a protolit kőzetminőségének változását tükrözi. A filloszilikátok (agyagásványok+klorit) mennyiségi aránya általában 30–70 t% között, míg a kvarc+földpátok részaránya jellemzően 20–50 t% között változik. A karbonátok mennyiségi aránya általában 7–15 t% között mozog, bár egyes esetekben eléri a 40 t%-ot is. Az agyagásványok közül a legnagyobb (akár közel 40 t%) mennyiségben az illit és a szmektit fordul elő. Gyakori, hogy egy-egy zónát valamelyikük dominanciája jellemez. A harmadik legfontosabb rétegszilikát a klorit, amelynek mennyiségi aránya általában

5–15 % között változik, de néhol a 20 %-ot is meghaladhatja. A kaolinit és paligorszkrit megjelenése nem általános, részarányuk jellemzően kicsi (<10 %), bár a paligorszkrit mennyisége egy-egy mintában (pl. a Patrik-törés egyes mintáiban) kivételesen akár a 20 %-ot is elérheti.

Az ismertetett ásványgyűtesből az agyagásványok +klorit döntően a fluidummozgás által előidézett ásványos elváltozás során képződött fázisnak tekinthető, míg a káli-földpát és a plagioklász a granitoidprotolit relikta fázisait képviseli. A kvarc egyaránt lehet neoform és relikta fázis is. A karbonátok (kalcit, dolomit, sziderit) egyértelműen fluidumból kivált, neoform fázisoknak tekinthetők. Így az agyagásványok+klorit nagy részarányából (>50–60 %) intenzív kőzetátalakulásra, míg a kvarc+földpát jelentős részarányból (>40 %) többnyire kisebb fokú elváltozásra következtethetünk. A jelentős karbonáttartalom nem feltétlenül jár együtt erős agyagásványos kőzetátalakulással.

A törészónák térképi eloszlása

A törészónák és a jelentősebb egyedi törések *térképi eloszlását* a lejtősaknában és azok közvetlen környezetében a 9. ábra mutatja be. A térkép a vágatok 2 m-es magasságában húzódnó síkra történt vetítéssel készült. Ez a sík a lejtősaknák végéig (≈ 1750 m) átlagosan 10%-os dőlésű, ami kb. 5,7°-ot jelent. Ettől a szakasztól délre a vetítési sík vízszintes. A vetítési sík a tengerszint feletti 155 méterről indul, a lejtősaknák végére eléri a 0 m-t.

A térkép megbízhatóságát az állandó geológusi jelenlét és a nagy körültekintéssel kialakított dokumentálási módszerek (GYALOG et al. 2010) garantálják, ugyanakkor a törészónák részletes dokumentációját számos esetben éppen az omlásvesztély nehezítette meg, illetve tette lehetetlenné néhány esetben.

A vágatok térképén alapvetően kétféle töréses szerkezeti elemet különítettünk el. Feketével jelöltük az egyedi, ebben a méretarányban még ábrázolható töréseket, pirossal pedig a korrelálható törészónákat a vágatok, zölddel pedig a mélyfúrások és a kutatóárok területén. A pirossal jelölt egyedi törészónák a törészónában észlelt legmarkánsabb deformációt mutató, számos esetben vetőközet(ek)et tartalmazó zónarészek jellemzőnek ítélt határoló töréseinek (magzónás törészónák esetén tehát a főtöréseknek) feleltethetők meg. Az egyes zónák és korrelálható törések mentén meghatározott kinematikát a megfelelő rajzi elemek mellett jeleztük. Ezeket az adatokat az illető síkon, zónaköteg esetében annak elemein és közvetlen (1-2 m-es) környezetében rögzítettük.

Egyes esetekben előfordulhat, hogy egy feketével jelölt törés pirossal jelölt töréses övben folytatódik. Ennek oka a megfigyelés hiányosságaiban vagy a törészóna természetes elvégződésében kereshető. A mélyfúrások és a vágatfúrások törészónáit az adott ferde szintre szerkesztettük a megállapított dőléssel. Korrelációt végeztünk mindhárom, különböző színnel jelölt adatcsoport között. Elkülönítettünk úgynevezett „szuperzónákat” is (térképünkön 1-től 20-ig jelölve), amelyek a legnagyobb távolságokra korrelálható zóna-

kötegeket reprezentálják. A korreláció természetesen koncepcionális elemeket is tartalmaz, hiszen az egyes töréseket, törészónákat csak egy adott valószínűséggel lehet összekötni a vágatok közti 25-50 m-es, a fúrások, felszíni mesterseges kutatóárok és a vágatok közti ≈ 100 -200 m távolságon. A vágatok közti korrelációhoz feltételeztük, hogy — általában egy néhány méteres zónán belül — az egyedi törések és törészónák fonadékot alkotnak (vö. 3. ábra). A korreláció megbízhatóságát növeli a terület fúrások kutatása (MAROS et al. 2003) és térképezése során (GYALOG et al. 2006) szerzett szerkezetföldtani tapasztalat, az ennek alapján kidolgozott szerkezeti modell (MAROS et al. 2004, MAROS 2006), valamint az egyes szerkezeti elemek egymáshoz való viszonyának észlelése a vágatokban. A korrelációt 3D modellezés is támogatta (MAROS et al. 2009). Bár munkánknak nem tárgya a vízföldtani korreláció a szerkezetföldtani elemekkel, a legnagyobb vízföldtani szigetelőtorlasztó hatást mutató zónákat, zónakötegeket lila színnel jelöltük meg.

A vágatos észlelések mellett figyelembe véve a Mór-ágy-rög ÉK-i részén lefolytatott 1:10 000-es léptékű földtani-szerkezeti térképezés (GYALOG et al. 2006) tapasztalatait is, a törészónák összességében viszonylag gyakori szerkezeti elemek tekinthetők a kutatási területen. A bemutatott térkép és a tágabb környezetben végzett szerkezeti észleléseink (MAROS, KOROKNAI 2009) alapján elmondható, hogy az elsőrendű (több méter vastag, csapás mentén is jól követhető, jellemzően vetőagyagos magzónájú), többnyire kb. ÉK–DNy-i (ún. csapásirányú), illetve K–Ny-i csapású törészónák egymástól kb. 500 m távolságban jelennek meg, míg a kisebb jelentőségű zónák hozzávetőleges távolsága 50–100 m a Mór-ágyi Gránit ezen kisebb ($\approx 2 \times 3$ km-es) szegmensében. Pillanatnyilag nem áll rendelkezésünkre elegendő adat ahhoz, hogy állást foglaljunk a tekintetben, hogy a fenti észlelések mennyire tekinthetők érvényesnek a pluton egészére.

A törészónák dőléseloszlása

A *törészónák településének* meghatározása során ütköztünk abba a problémába, hogy a számos különböző orientációjú egyedi törést tartalmazó, komplex felépítésű, szerkezeti objektum mely konkrét törése/törései reprezentálja/reprezentálják legpontosabban a törészóna egészének térbeli helyzetét. Tapasztalataink szerint a vetőagyagos magzónát határoló, többnyire viszonylag markáns megjelenésű főtörések tekinthetők a legbiztosabb támpontnak. A terület felszíni feltárásai, a kutatóárok és a lejtősaknák dokumentációja során a méteres nagyságrendű, jelentősebb törészónák meghatározása során ezért a főtörések (vagy azok hiányában: a jellemzőnek ítélt törések) dőléséből származtattuk a törészónák dőlését. Amennyiben a főtörések némi hajladozást mutattak egymáshoz képest, a dőlések átlagát képeztük. A lejtősaknában harántolt törészónák településének meghatározásánál az *in situ* szerkezeti mérések mellett kiváló független kontrollt nyújt az egymás

közvetlen közelében haladó lejtőszaknák közti térképi korreláció is. A fúrások esetében lényegesen bonyolultabb a helyzet, mivel a törészónákból általában nem kielégítő a magkihozatal, ezért itt komplex módszeregyüttes alkalmazása szükséges (MAROS et al. 2003, MAROS 2006, ZILAHÍ 2000), de a dőlés meghatározása itt is a magzónákat határoló főtörések alapján volt lehetséges.

A különböző típusú kutatási objektumokban összesen 323 db törészóna dőlését határoztuk meg. E halmazban a felszíni fúrások és a lejtőszaknák hasonló súllyal (101, illetve 133 darab) vesznek részt, míg a felszíni feltárásokban 58 db, a kutatóárkokban pedig 30 db zónát dokumentáltunk. Az összesített eloszlásban (10. ábra, a) meghatározóak a meredek, csapásirányú (kb. ÉK–DNy-i), javarészt ÉNy-i dőlésű törészónák, míg a másodrendű maximumot a közel függőleges helyzetű, K–Ny-i csapású és főként D-i dőlésű zónák adják. Ezek mellett — meglehetősen elmosódott — harmadlagos maximumként jelentkeznek az ÉNy–DK-i csapású (ún. haránt irányú), jellemzően meredek ÉK-i dőlésű törészónák. Végül meglehetősen alárendelten fordulnak elő É–D-i csapású zónák, amelyek részben meredeken (60–80°), részben pedig viszonylag laposan (30–50°) dőlnek többnyire Ny-i irányba. A *felszíni fúrásokban* az elsődrendű maximumot ugyancsak az ÉK–DNy-i csapású (uralkodóan ÉNy-i dőlésű) zónák adják (10. ábra, b). Emellett lényegesen kisebb súllyal jelentkeznek a K–Ny-i és É–D-i csapású törészónák. Figyelemre méltó a haránt irányú (ÉNy–DK-i) törészónák alárendelt szerepe. A *feltárásokban* a fő maximumot szintén a kb. csapásirányú törészónák adják, melyek kb. hasonló arányban dőlnek DK, illetve ÉNy felé (10. ábra, c). Az „átlagosan” csapásirányú, meglehetősen elmosódott maximum jól láthatóan két almaximumból tevődik össze: jelentkezik egy NyDNy–KÉK-i (főleg DDK-re dőlő) és egy ÉÉK–DDNy-i csapású irány is. A csapásirányú elsődleges maximumtól kevéssé elmaradva jelentkeznek összességében meredeken ÉK felé dőlő, de jelentős irányszórással jellemezhető, haránt irányú törészónák is. Összességében a viszonylag nagy területet átfogó fúrásokban és feltárásokban mért törészónák főbb maximumai az egyedi törések két meghatározó irányát tükrözik (BALLA et al. 2008: 155. ábra).

A lényegesen kisebb részterületek adatait bemutató *kutatóárkok* törészónáinak eloszlásképében (10. ábra, d) összességében szintén a meredek kb. csapásirányú zónák uralkodnak, de jelentősek az itt is viszonylag nagy irányszórással jelentkező haránt irányú zónák is. A két kutatóárkok eloszlásképe között ugyanakkor határozott különbség észlelhető, amely teljes mértékben követi az árkok egyedi töréseinek eloszlásképében mutatkozó különbségeket (BALLA et al. 2008: 155. ábra). Míg az A1 árkokban uralkodnak az ÉK–DNy-i csapású, elsősorban DK-i dőlésirányú és az ezekre kb. merőleges, (É)ÉNy–(D)DK-i csapású zónák, addig az A2 árkokban a kb. KÉK–NyDNy-i csapású törészónák a meghatározóak, ÉNy-i dőlésiránnyal, amelyek mellett kisebb számban ÉNy–DK-i és K–Ny-i csapásúak is megjelennek.

A *lejtőszaknákban* dokumentált törészónák között két, közel azonos súlyú dőléseloszlás-maximum észlelhető (10.

ábra, e). A legmarkánsabb maximumot a kb. K–Ny-i csapású és javarészt D-i dőlésű zónák adják, amiktől csak kevéssel marad el a Mecsekalja-övvel kb. párhuzamos, csapásirányú, ÉNy-i dőlésű törészónák maximuma. Ezeknél kisebb súllyal, de még szintén jelentős maximummal jelentkeznek a haránt irányú (ÉÉNy–DDK-i csapással), jórészt meredek KÉK-i dőlésű törészónák. Az ÉNy–DK-i irányú törészónák nem jelennek meg önállóan is elkülönülő maximummal a sztereogramon, az ide tartozó törészónák az ÉÉNy–DDK-i csapásirányú törészónák „elmosódó” maximumaiban „bújnak meg”. Végül kis jelentőséggel jelenik meg egy meredekebb (60–80°) és egy laposabb dőlésű (35–60°), de egyaránt közel É–D-i csapású csoport.

A lejtőszaknákban észlelt egyedi, kisebb törészónák, ahogy korábban említettük, többnyire összevonhatók egy-egy nagyobb „szuperzónába”. Az összevonásokkal kapott 20 db „szuperzóna” (9. ábra) közül 7-7 db csapás-, illetve haránt irányú, amelyek mellett 4 db K–Ny-i és 2 db É–D-i csapású „szuperzóna” fordul még elő. A legnagyobb számban megjelenő kb. csapás- és haránt irányú „szuperzónák” egyaránt két-két alcsoportra oszthatók: a csapásirányú zónák esetében az egyik alcsoport nagyjából KÉK–NyDNy-i (4 db), míg a másik kb. (É)ÉK–(D)DNy-i csapású (3 db). A haránt irányú „szuperzónák” esetében egy ÉÉNy–DDK-i (5 db) és egy kb. NyÉNy–KDK-i (2 db) csapású alcsoport különíthető el. E geometriai sajátosság jelentőségére — amely, mint láttuk, felismerhető az egyes kutatóobjektumokban dokumentált egyedi törészónák eloszlásképében is, — a vetőmintázat kinematikai elemzésénél térünk vissza.

A különböző típusú kutatási objektumokban előforduló törészónák eloszlása mellett — szerkezeti jelentőségük miatt — külön vizsgáltuk a *vetőagyagos magzónát tartalmazó törészónák* eloszlását is (10. ábra, f). Ezek főbb maximumirányai és azok egymáshoz viszonyított sorrendje lényegében teljesen megegyezik az összes törészóna eloszlási képével: uralkodnak a csapásirányú (kb. ÉK–DNy-i) zónák, amelyek mellett megjelennek a területre jellemző további fő irányok (K–Ny-i, haránt irányú, É–D-i). Ugyanakkor a másod- és harmadlagos maximumok észrevehetően kisebb súlyúak, mint az összes zóna eloszlásában. Más szóval: a vetőagyagos magzónával rendelkező törészónák közt számottevően gyakoribbak a csapásirányúak, mint az összes zóna esetében. Ez arra világít rá, hogy a Mórággyi Gránit magmás és képlékeny szerkezetalakulása során is meghatározó jelentőségű, kb. ÉK–DNy-i irányú kiemelt szerepet játszott a töréses deformáció során is.

A korábban tárgyalt, *különböző rendű törészónák* térbeli irányítottságát egymással összevetve (5. ábra) összességében hasonló jellemzők ismerhetők fel: mindegyik eloszlásban egyértelműen dominálnak a csapásirányú zónák, s emellett mindenhol megjelennek a kb. K–Ny-i csapású, a haránt irányú (kb. ÉNy–DK-i csapású), valamint a kb. É–D-i csapású törészónák. Különbség elsősorban a másodlagos, illetve harmadlagos maximumirányok egymáshoz viszonyított súlyában, illetve sorrendjében jelentkezik. Említésre érdemes az É–D-i csapású zónák igen alárendelt szerepe a legjelentősebb zónák között.

Mindezen adatok és a több tízezres észlelt darabszámot is elérő egyedi törések alapján a részletesen megkutatott terület törésmo­delljében a következő töréscsaládok tekintetők meghatározónak:

— A terület magmás és metamorf szerkezeteivel kb. párhuzamos, csapásirányú (kb. ÉK–DNy-i, $\pm 10^\circ$), amelyek mellett jelentősek a KÉK–NyDNy-i irányú síkok is. Ezek dőlésszöge általában 70–85°.

— Haránt irányú, ÉNy–DK-i és ÉÉNy–DDK-i törérendszerek, amelyek feltehetően átszelik a csapásirányú törérendszert. Dőlésszögük függőlegeshez közeli.

— K–Ny-i és KDK–NyÉNy-i irányú töréscsalád. Dőlésszögük függőlegeshez közeli. Ez az irány a lejtősaknában a vetőkarcos törések eloszlásában az egyedi töréseknél tapasztalt eloszlásokhoz képest gyakoribb.

— Alárendeltebb jelentőségű a kb. É–D-i csapású töréscsalád. A dőlésszög itt markánsan ingadozik. Előfordulnak függőlegeshez közeli zónák és törések, ugyanakkor jellemző egy laposabb, 35–55°-os dőlésszögű csoport is.

A fenti, általánosan jellemző törésmintázat mellett vannak azonban lokális eloszlási mintázatok is, amelyek bizonyos maximumok helyi felerősödésében jelentkeznek. Ez azt jelzi, hogy kisebb deformációs egységek (szerkezeti domének) alakultak ki a területen. A lokális eloszlásképek eltérése jól megfigyelhető például a két, viszonylag kis területet reprezentáló kutatóárok adataiban. Ilyen jelleget mutat továbbá a törészónák kb. K–Ny-i csapásmaximuma a Kismórágy környéki és az Anyák-kútja melletti köfőjtőkben. A lejtősaknák közel 2 km hosszban dokumentált szakaszának összképe (BALLA et al. 2008: 250. ábra) szintén egymástól számottevően különböző, kisebb (néhány száz méteres) blokkból áll össze: haránt irányú törések és törészónák dominanciája az első kb. 400 méteren, K–Ny-i dominancia 400 és kb. 650 m között, a csapás menti irány erőteljes megjelenése 650 m és kb. 1250 m között, K–Ny-ias csapások a lejtősaknák végéig (kb. 1700 m), majd az ún. Kishurok és Nagyhurok vízszintes vágataiban ismét a csapás-, valamint a haránt irányú szerkezetek megjelenése. Ebben az értelemben tehát az egyébként viszonylag kis területet reprezentáló lejtősaknák törésképe sem stabil, hanem kisebb alegységekre bomló struktúrát tükröz. Az egész pluton méretéhez képest viszonylag kicsiny kőzet­terfogatban megfigyelt általános eloszlásbeli sajátosságok nyilván csak a töréses szerkezetek fraktáljellegének feltételezésével terjeszthetők ki a gránittest egészére.

A törészónák kinematikai modellje

A törészónákban végbement elmozdulások kinematikájának meghatározása — vetőkarc, illetve egyértelműen azonosítható elvetett markerek híján — az esetek többségében sajnos nem volt lehetséges. A törészónák mintegy harmadában tudtuk meghatározni (több-kevesebb biztonsággal) az elmozdulás jellegét (BALLA et al. 2008: VIII. függelék). Az elvetések amplitúdóját tekintve a viszonyításához szükséges, egyértelműen azonosítható elvetett markerek ele-

nyező mennyisége miatt rendkívül nehéz számszerű következtetéseket levonni. Ahol mégis előfordultak marke­rek (általában leukokrata telérek), ott a deciméteres nagyságrendű elvetések látszottak leggyakoribbnak, ritkábban méteres elvetésre lehetett következtetni. Mindazonáltal feltételezhető, hogy a fentebb tárgyaltaknál lényegesen nagyobb (több tíz, esetleg száz métert is elérő) elvetések is akkumulálódhattak egyes törészónákban, de erre nézve nem áll rendelkezésünkre közvetlen megfigyelés. Az elvetések maximális nagyságának meghatározásánál némi támpontot nyújt ugyanakkor, hogy a tanulmányozott területen a Mecsek-alja-öv sehol sincs számottevő mértékben (tehát térképi léptékben is jól kirajzolódóan) elvetve, ami arra utal, hogy az övvel legalábbis jelentős szöget bezáró (ÉNy–DK, ÉÉNy–DDK, ill. É–D csapású) törészónák mentén nem ment végbe igazán jelentős mértékű elmozdulás.

Korábbi összesítésünkben (MAROS et al. 2004) részletesen elemeztük a felszíni mélyfúrásokban és a feltárásokban mért vetőkarcokat és 10 paleo-feszültségteret különítetünk el. Habár az azóta elvégzett kutatások jelentősen bővítették a vetőkarcészlelések mennyiségét, ebben a munkában csak a törészónákhoz térben szorosan köthető vetőkarcok és elmozdulások elemzésével foglalkozunk. A meghatározó jelentőségű szerkezeti irányok alapján a korábbinál jóval kevesebb töréses fázissal vázoljuk fel az elmozdulások kinematikai modelljét és a törészónák mintázatának eredetét. Hangsúlyozzuk, hogy a következő gondolatmenet tisztán geometriai megfontolásokon alapszik. Ockham borotvájának elvét követjük, amely kimondja, hogy a legegyszerűbb, de az adatokat kielégítő megoldásra kell törekedni.

Kiindulási pontjaink a következők:

1. A törészónák síkjainak dőlése a legtöbb esetben meredek.
2. A törészónák fonatokat, deformációs lencsákat, szigmoidokat, geometriailag eltolódásos duplexeket alkotnak.
3. A mért vetőkarcok többsége eltolódásos vagy ferde eltolódásos jelleget mutat, amely utóbbi csoportban gyakoriak a ferde inverz mozgást jelző vetőkarcok.
4. Ugyanazon zónákban, sokszor ugyanazon az egyedi síkokon többféle, egymásnak gyakran homlokegyenest ellentmondó elmozdulást regisztráltunk, tehát a törési síkok többszörösen is felújulhattak.
5. A jelenleg megfigyelhető karcok többségükben feltehetően a fiatalabb mozgások nyomán jöttek létre.
6. A gránitplutont a környezetéhez képest igen merev testként értelmezzük, ami azt jelenti, hogy annak ellenére, hogy a feszültségtér iránya változik, a régi törések felújulása kisebb energiabefektetéssel jár, mint újjak létrehozása.

Mindezekből az következik, hogy alapvetően eltolódásos, legalább egy fázisban pedig transzpressziós eltolódásos terekkel kell modelleznünk a terület kinematikai eseménytörténetét.

A mért vetőkarcokat tartalmazó síkokat az elmozdulás szerinti bontásban a 11. ábra mutatja.

Balos és ferde balos karcokat (11. ábra, a) főképp a csapásirányú zónákban, alárendelten az É–D-i zónákban mértünk. A jobbos karcok eloszlása (11. ábra, b) vegyesebb

képet mutat (e csoportban nem fordultak elő ferde vetőkarcok): itt az összes főirány megmutatkozik, de szintén a csapásirányúak túlsúlya jellemző. A normál karcok eloszlásában (11. ábra, c) a csapásirányú és a haránt síkok dominálnak, de jelentősek az É–D-iek is, viszont a K–Ny-i síkok alárendeltek. Az inverz és ferde inverz elmozdulások eloszlásában (11. ábra, d) feltűnő, hogy hiányoznak a haránt irányú síkok, a csapásirányúak mellett megjelenik az É–D-i és a K–Ny-i irány is. Az eloszlásokból is kiolvasható, hogy egyazon irányú síkok mentén gyakran ellentétes értelmű mozgások zajlottak le, de ezt illusztrálja a 11. ábra, e is, amelyen a többféle vetőkarcot tartalmazó zónákat ábrázoltuk. Ez a zónák felújulását jelző egyértelmű bizonyíték. Ismét hangsúlyozzuk, hogy a deformáció hajladozó, lencsék-szigmoidok formázó síkok mentén ment végbe, így az ívelt felületek mentén lokálisan vetőkkel, feltolódásokkal, ferde összetevőjű elmozdulásokkal is számolnunk kell, annak ellenére, hogy a sík menti fő elmozdulás vízszintes irányú volt. Ebben a munkában a pluton benyomulásakor fennálló, a kihüléshez kapcsolódó törésképződési tér, a leukokrata telérek benyomulását szabályozó, valamint a palásságokat és redőket létrehozó erőterek hatásaival nem foglalkozunk, ezeket részletesen tárgyaltuk korábbi munkáinkban (MAROS et al. 2003, 2004; KOROKNAI 2003, 2009; MAROS 2006). Mindezek a deformációk preformálták a későbbi fázisok deformációit. Valószínűnek tartjuk például, hogy a palásságokat létrehozó tiszta nyírásos, majd egyszerű nyírásos erőterek is hagytak maguk után töréseket, amelyek — ÉNy–DK-i összenyomást feltételezve — ≈É–D-i balos, ≈NyÉNy–KDK-i jobbos elmozdulásokat eredményeztek az ÉNy–DK-i normál vetők és az ÉK–DNy-i irányú feltolódások mellett.

A töréses deformációtörténet tárgyalása során mindenképpen számolnunk kell a Tiszai-egység harmadidőszaki óramutató járásával megegyező irányú forgásával, amelyre paleomágneses adatok alapján MÁRTON, MÁRTON (1999) átlagosan 60°-ot adott meg. A forgás és a neogén erőterek geodinamikai egymásra hatását a tágabb környezetre (Mecsek–Villány, illetve Pannon-medence) több munka is (CSONTOS et al. 1991, 2002b; FODOR et al. 1999) elemezte, és ezekben számos erőteret különítettek el, a főképp üledékes kőzeteken végzett szerkezeti vizsgálatok alapján. Esetünkben az egyes töréses fázisok időbeli szétválasztása közvetlenül nem kivitelezhető, továbbá a mezozoos fázisokat a fenti munkák nem tárgyalják, ezért ezek eredményeit úgy tekintjük, mint modellünket finomító, analógiaként számba vehető eredményeket, amelyeket egyértelmű azonosítása a gránitpluton szerkezetfejlődésében meglehetősen bizonytalan. Így ebben a munkában egy sokkal egyszerűbb modellt dolgoztunk ki (12. ábra), amely szerkezeti keretet adhat a részletesebb erőterelemzéseknek, ideértve saját korábbi munkánk (MAROS et al. 2004) esetleges továbbfejlesztését is.

A képlékeny szerkezeti deformációk utáni szerkezeti modellünket alapvetően két fő deformációs fázisra építettük (12. ábra, a és c, vö. 9. és 11. ábra). Mindkét deformáció jobbos eltolódás, az utóbbi transzpressziós erőterben jött

létre. A 12. ábra, a-n látható progresszív eltolódásos szerkezetet tekintjük ősbibnek (1. fázis), kora feltehetően mezozoos. A modell nagy megbízhatósággal fedti le a terület legjellemzőbb, csapásirányú törészóna mintázatát. Az átkötő P-törések számos esetben tanulmányozhatók a térképen (9. ábra), és sztereogramon is jól elkülönülnek a fő csapásirányú síkaktól (pl. 10. ábra, c). Ezek szintén jobbos, ferde inverz vagy ferde jobbos elmozdulást mutatnak. Amennyiben ezek közelítik az É–D-i csapásirányt, úgy tisztán feltolódásosak (11. ábra, d, vö. 10. ábra, a és b). A gátló Riedel-törések balosak, és nem metszik át a deformációs lencsékét. Az R-törések, összekapcsolódva az S-törésekkel, adják a K–Ny-i, illetve NyDNy–KÉK-i irányokat, jobbos elmozdulással. A kompresszió irányában, illetve a szakításos lencsékben ehhez képest ≈30° eltéréssel normál vetők jönnek létre. A másik (2.) fázist a 12. ábra, c mutatja. Ennek korát neogénként határozzuk meg, de akár a recens (HORVÁTH et al. 2005) erőterrel is kapcsolatba hozható. A két fázis között ment végbe a terület óramutató járásával megegyező irányú forgása (12. ábra, b). A 2. fázisban a haránt irányú ÉÉNy–DDK-i csapású zónákat tekintjük fő elmozdulási irányoknak jobbos elmozdulással; a P-töréseket a NyÉNy–KDK-i csapású zónáknak feleltetjük meg, amelyek szintén jobbosak. Az S- és R-törések a hajlott, lapított S-alakú, É–D-i zónákat jelentik, az előzőekhez hasonló jobbos elmozdulással. A csapásirányú korábbi fő nyírózónák ebben a rendszerben gátló Riedel-törésekké (R') válnak, a rajtuk észlelhető elmozdulás iránya balos. A közel K–Ny-i törészónák inverz vagy jobbos inverz elmozdulással újulnak fel. Normál vetők jelentkeznek a tág értelemben vett ÉK–DNy-i irányban. Ezzel a modellel kielégítően értelmezzük a 11. ábrán bemutatott vetőkarcos síkcsaládok túlnyomó többségét, kivételt az É–D-i és K–Ny-i normál karcok képeznek. Az előbbieket az első, az utóbbiak a második fázisba illeszthetők 20–25°-os hibával, ami szakításos deformációs lencsék feltételezésével hidalható át.

Modellünk számos, a területre jellemző és eddig ellentmondásosnak tűnő jelenséget jól magyaráz: 1) az azonos törésen dokumentált ellentétes vagy a dőlésszöghöz képest meglepő irányú vetőkarcokat, 2) a felújulást, valamint hogy 3) a csapásirányú zónákat főként a haránt irányú, de az É–D-i és K–Ny-i törések is átmetszik. A két fázis által létrehozott törészóna mintázatot a 12. ábra, d-n mutatjuk be, ami igen jó egyezést ad a törészónák térképi mintázatával (9. ábra). A 12. ábra, e vázlatosan mutatja be a terület geodinamikai fejlődésének legfőbb mozzanatait.

Hangsúlyozzuk, hogy ezeken kívül minden bizonnyal más deformációs terek is nyomot hagytak a területen (ideértve pl. egy csapásirányú balos eltolódásos rendszert, amivel a kréta alkálivulkanit-telérek irányeloszlása [KOROKNAI, GULÁCSI 2006] értelmezhető). A dél-dunántúli aljzatszigetek kiemelkedése a recens-szubrecens erőterekben szintén balos, vagy kompressziós szerkezetként képzelhető el, ismerve a kompresszió irányait és a csapásirányú nagy zónák (pl. Mecsek-alja-öv) helyzetét (WEIN 1965, TARI 1992, CSONTOS et al. 2002a). Hangsúlyozzuk, hogy a

csapásirányú, vetőagyagos magzónájú törészónakötegek már annyira „előkészítettek” lehetnek erre az időre a deformáció számára, hogy a kiemelkedéshez szükséges eltolódásos duplexek, de akár a tisztán kompresszív kiemelkedések is kis energiabefektetéssel megvalósíthatók egyedül e zónákon is. Ez egyúttal a radioaktív hulladék elhelyezésével kapcsolatos fontos következtetéshez vezet: a K–Ny-i zónák a fiatal és recens erőterekben kompresszió vagy transzpresszió alatt állnak, ezért ezek a vízáramlás szempontjából szorosan zárnak. A sorozatos felújulások miatt ezek számos helyen átmetszik a többi törésirányt, és gyakran vetőagyagos magzónával is rendelkeznek. Mind-ezen tényezők együttes hatására alakulhatott ki a jelenleg megfigyelhető, markáns torlasztó-szigetelő hatás egyes K–Ny-i csapású törészónák (Klára-, Péter- és Zoltán-törés) esetében. Vízföldtani szempontból tehát lényegtelennek tartjuk, hogy adott esetben ezeket a zónákat is metszhetik más, kis elmozdulással jellemezhető, de szintén vetőagyagos magzónájú törészónák.

Egy másik vízföldtani következtetés is adódik. Az egyik legmarkánsabb vízvezető zóna a Patrik-töréshez kapcsolódó P-törésként értelmezhető törés mentén jelentkezett. E zóna mentén az 1. és 2. fázis során ellentétes irányú mozgás zajlott. A csapásirányú törészónák — mint közöttük a deformációt átléptető, átkötő elemeket — sokszor lehatárolják ezeket a töréseket, és egyben rögzítik is a P-törések elvezetőit. Így az elmozdulások során ezek mentén kis mértékű rotáció léphet fel, ami a törés mentén kinyílást eredményez. Ez jó vízvezető képességhez vezet, ami azonban csak a csapásirányú törésekkel történt összemetsződési pontokig áll fenn. Ebből következően az áramlás oldalirányban korlátozott, és inkább függőleges irányú lesz. Vízföldtani következtetéseink összhangban vannak BENEDEK et al. (2009) modelljével, amelyben a vízáramlás mozaikszerűen egymás mellett elhelyezkedő, különböző vízvezető képességű, egymás között azonban csak korlátozott hidraulikai kommunikációval rendelkező kőzetblokkok rendszerében valósul meg.

Radiometrikus kormeghatározások

A törészónák legintenzívebb deformációt szenvedett, vetőagyagos magzónáiból gyűjtött mintákból illitdús finomfrakciókat (<10, <2 és <1 μm) választottunk le, amelyekből az ásványos összetétel RTG-módszeres meghatározása után a debreceni Atomki laboratóriumában készültek K–Ar-kormeghatározások. Az eredményeket az 1. táblázat foglalja össze, amelyben feltüntettük a korábban kapott adatokat (KOVÁCS-PÁLFFY, FÖLDVÁRI 2004), továbbá a leválasztott finomfrakció röntgen-pordiffrakciós felvételén meghatározott illit politípiát és félértékszélességet is (ez utóbbi az ún. Kübler-index [GUGGENHEIM et al. 2001] durva közelítésének tekinthető).

A vizsgált mintákban kivétel nélkül az 1M politípus a meghatározó, amely a szakirodalom alapján viszonylag ritkábban megjelenő politípus, képződése egyértelműen

hidrotermális folyamatokkal áll kapcsolatban (PEACOR et al. 2002, HAINES, van der PLUIM 2008). Az uralkodó 1M politípus mellett kis mennyiségben (néhány %) több mintában is feltételezhető (de egyértelműen nem igazolható) a $2M_1$, illetve két esetben az $1M_d$ politípus jelenléte. A $2M_1$ politípus egyértelműen azonosítható, önálló fázisként (tehát viszonylag jelentősebb részarányban) csak két mintában jelenik meg. Az $1M_d$ változat lényegében az 1M típus rendezetlenebb, vonalszegényebb változatát képviseli, képződése feltételezhetően az 1M politípus kishőmérsékletű átalakulásához köthető. A metamorfotokra jellemző $2M_1$ politípus származhat a kiindulási gránitkőzet biotitjából, illetve az annak metamorf átalakulásával képződött muszkovitból, bár irodalmi adatok alapján — akárcsak az $1M_d$ politípus esetében — a hidrotermális eredet is lehetséges (LONKER, FITZ GERALD 1990).

A datált 16 mintából 9 esetben tudtuk meghatározni az 1M illit vonatkoztatott félértékszélességet, amelynek adatai tág tartományt ölelnek fel ($\Delta^2\Theta$: 0,55–1,02). A további 7 mintában a jelentős mennyiségű kevert szerkezetű illit/szmektit (és helyenként szmektit) jelenléte miatt az illit félértékszélessége külön nem határozható meg. E mintákban az összeeső csúcsok miatt gyakorlatilag csak egy „közös” illit–illit/szmektit (\pm szmektit) félértékszélesség adható meg, ennek értéke 2,0 és 4,5 közt változik. A nagymennyiségű illit/szmektit és szmektit az eredeti illit kishőmérsékletű átalakulásra utalhat e mintákban.

A 9 esetben meghatározott illit félértékszélességeket tekintve két alcsoport különíthető el: az egyik alcsoportot az egyébként területileg is némileg elkülönülő Üh–1 fúrás négy mintája alkotja. Itt a félértékszélességek viszonylag kicsik ($\Delta^2\Theta$: 0,55–0,68), ami diszkrét, átalakulás által egyáltalán nem (vagy csak minimális mértékben) érintett illitszerkezetet jelez. A $\Delta^2\Theta$ -értékek formálisan a diagenetikus zónára jellemző tartományba esnek. A másik alcsoportban (az Üh–2, Üh–5, Üh–22 és Bp–1 fúrás mintái) a félértékszélesség értékei lényegesen nagyobbak ($\Delta^2\Theta$: 0,75–1,02), ami az illit átalakulására mutat.

Az illitdús finomfrakciókon meghatározott K–Ar koradatok kivétel nélkül a mezozoikumba, azon belül is javarészt (10 db a 16-ból) a kréta időszakba esnek, ezek mellett 3-3 triász, illetve jura kor adódott (1. táblázat). A K–Ar-korok az illit félértékszélességének növekedésével összességükben egyértelműen fiatalodó trendet tükröznek (13. ábra). A kiugróan nagy félértékszélességű ($\Delta^2\Theta > 2,0$) hét db minta (a Keleti lejtőszakna és a 7. összekötő vágat mintái, valamint az Üh–22 fúrás egy mintája) esetében e kapcsolat nem vizsgálható. E minták egy teljesen önálló csoportot alkotnak, amelyekben csak „közös” illit–illit/szmektit (\pm szmektit)–félértékszélesség adható meg.

A kapott eredményeket analitikai szemszögből tekintve az alábbiakat kell figyelembe venni:

— Legmegbízhatóbbnak azok a korok tekinthetők, amelyek esetében „tisztá”, diszkrét illit fázisról van szó, és ahol a minták nem (vagy csak minimális mennyiségben) tartalmaznak kevert szerkezetű illit/szmektit, illetve szmektit.

— A kevert szerkezetű illit/szmektit jelentős mennyi-

1. táblázat. Törészónák vetőgyagos magzónáiból leválasztott illitűs finomfrakciókon végzett K-Ar-kormeghatározások, illetve illitpolitípa- és féltértszélesség-adatok áttekintése

Minta származási helye	Mélység (m)	Vízszint frakció (μ)	Politípa	Féltértszélesség ($\Delta 2\sigma$)	K (%)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cc STP/g)	^{40}Ar (%)	Mért kor (M év $\pm \sigma$)	Földtani kor	A minta földtani helyzete
Üh-2 fúrás	367,1-367,7	<10	1M	1,02	6,41	$1,913 \times 10^{-5}$	68,7	75,2 \pm 3,0**	késő-kréta	haránt irányú (50;80°), elsőrendű (\approx 25 m) törészóna (20-as szuperzóna)
Üh-22 fúrás	182,60	<2	1M	0,88	5,80	$2,482 \times 10^{-5}$	90,2	106,9 \pm 4,1**	kora-kréta	csapásirányú (315;60°), jelentős (\approx 5 m), jobb-inverz törészóna (Tz22-7)
	278,10	<2	1M (2M)	0,98	4,35	$2,047 \times 10^{-5}$	89,3	117,2 \pm 4,5**	kora-kréta	kb. csapásirányú (340;65°), kisebb (\approx 3 m), bal-inverz(?) törészóna (Tz22-11)
	298,3	<1	1M 2M	-*	3,86	$1,027 \times 10^{-5}$	65,9	67,1 \pm 2,7	késő-kréta	„átmeneti” irányú (345;75°), kisebb (\approx 5 m), törészóna (Tz22-12)
Üh-5 fúrás	107,03	<10	1M 2M	0,82	4,60	$3,245 \times 10^{-5}$	84,8	172,9 \pm 6,6**	középső-jura	ismeretlen irányú, kisebb (\approx 3 m), törészóna (Tz5-2)
	346,10	<2	1M (1M)	0,56	6,33	$4,941 \times 10^{-5}$	88,3	190,3 \pm 7,2**	kora-jura	
	343,90	<2	1M (1M), 2M	0,68	7,27	$6,285 \times 10^{-5}$	93,9	208,8 \pm 7,9**	késő-triász	ismeretlen irányú, eltolódásos jellegű törészóna
Keleti lejtőszakna	345,70	<2	1M	0,55	6,29	$5,580 \times 10^{-5}$	95,4	215,0**	késő-triász	
	349,90	<2	1M	0,61	7,25	$6,900 \times 10^{-5}$	96,6	229,7 \pm 8,7**	középső-triász	
	501,2	<2	1M	-*	3,08	$1,486 \times 10^{-5}$	70,4	119,9 \pm 3,8	kora-kréta	
	505,9	<2	1M (2M)	-*	3,56	$1,835 \times 10^{-5}$	73,6	128,0 \pm 4,0	kora-kréta	K-Ny-i irányú (10;85°), jelentős vastagságú (\approx 20 m), jobbos(?) , elsőrendű, torlasztó törészóna (Klára-törés, 5-ös szuperzóna)
	507,8	<2	1M (2M)	-*	1,97	$1,032 \times 10^{-5}$	22,8	129,8 \pm 8,0	kora-kréta	
Keleti lejtőszakna 7. ószezakötő vége	510,0	<2	1M	-*	4,74	$2,835 \times 10^{-5}$	68,5	125,0 \pm 4,0	kora-kréta	K-Ny-i irányú (185;85°), vékony (\approx 2 m), torlasztó, balos(?) törészóna (Péler-törés, 11-es szuperzóna)
	1392,9	<1	1M	-*	2,57	$9,230 \times 10^{-5}$	62,2	90,0 \pm 3,6	késő-kréta	haránt irányú (\approx 40;76°), kisebb (\approx 2 m), jobbos(?) törészóna (70K-1)
Bp-1 végalfúrás	71,4	<1	1M (2M)	0,75	4,89	$3,292 \times 10^{-5}$	75,1	165,2 \pm 6,4	középső-jura	K-Ny-i irányú (185;84°), kisebb (1-2 m) törészóna (Bp-1-2)

* Az illit (1M) féltértszélessége a jelentős mennyiségű kevert szerkezetű illit/szektit (szektit) miatt külön nem határozható meg (formálisan: $\Delta \sigma > 2\sigma$).

** Kovács-PALFFY, FÖLDVÁRI (2004) alapján. (2M), (1Md): kis mennyiségű (néhány%), feltételezhető (de egyértelműen nem igazolható) politip módosulatok.

ségben tartalmazó mintáknál a korok tényleges jelentése bizonytalan, mivel a kevert szerkezet genetikája az RTG-vizsgálatokkal nem adható meg. Amennyiben a kevert szerkezet az illit kishőmérsékletű degradációjával keletkezett, úgy ezek a korok nagy valószínűséggel keverékkorok, hiszen az átalakulás során a K–Ar-rendszer nem tekinthető zártnak. Ha a kevert szerkezetű illit/szmektit-fázis ugyanazon esemény terméke, mint az 1M illit, úgy a kapott korok elvileg értelmes, földtani jelentéssel rendelkező adatok, ugyanakkor ez a lehetőség ásványtanilag kevésbé tűnik valószínűnek.

— Ugyancsak problematikusak a jelentős mennyiségű szmektit tartalmazó minták, hiszen a szmektit is feltehetően kishőmérsékletű átalakulási termék az illit → kevert szerkezetű illit/szmektit → szmektit átalakulási sor alapján.

Mindezek nyomán a rendelkezésre álló K–Ar-adatokból a legidősebb, triász–kora-jura (230–190 M év) korok látszanak a legmegbízhatóbbnak, amelyek kivétel nélkül az Ūh–1 fúrásból származnak. E korokkal meg lehetőségen jó egyezést mutatnak a Mórággyi Gránit különböző kőzeteiből szeparált cirkonon és titanon (záródási hőmérséklet: kb. 200 °C) meghatározott hasadási nyomkorok (240–210 M év; DUNKL 1990). A tágabb földtani környezetben nagyon hasonló középső- és késő-triász korok (241–198 M év) adódtak az alsó-perm Gyűrfűi Riolit teljeskörzet-mintáin végzett nagyszámú K–Ar-mérés eredményeként (BARABÁS-STUHL 1988). A Tiszai-egység kristályos alaphegységének mintáin végzett legújabb, ásványszeparátumokon meghatározott K–Ar-, Ar–Ar- és Rb–Sr-vizsgálatok az egység több pontján ugyancsak a középső–késő-triász intervallumba eső korokat szolgáltattak (LELKES-FELVÁRI et al. 2003, BALOGH et al. 2009). A Tiszai-egység keleti folytatásában igen hasonló, a triász extenzióhoz kapcsolt korok (250–220 M év) ismertek az Erdélyi-középhegység Muntele Mare (Nagybihari), késő-variszkuszi (≈295 M év) gránitplutonjából is (ANTON 2000, BALINTONI et al. 2010). Ilyen korú (229 M év) továbbá a Ditrói-alkálimasszívum szienites intruzív fázisa a legújabb, cirkonon végzett U–Pb-vizsgálatok alapján (PANA et al. 2000). STRUTINSKI et al. (2006) — közel 600 K–Ar-koradatot áttekintő — elemzése szerint a középső- és késő-triász korok meglehetősen gyakoriak a kárpáti íven belüli területen Romániában. A középső- és késő-triász esemény(ek) regionális jelentőségére utal, hogy ezek nem korlátozódnak csupán a Tiszai nagyszerkezeti egységre, hanem hasonló korok megjelennek a Pelsői-egységben is (a Velencei Gránit egyes, agyagosan elváltozott zónái: BENKÓ 2006; a Rudabányai-hegység Telekesoldali Riolitja: KÖVÉR SZ., szóbeli közlés). Mindezek alapján úgy véljük, hogy a középső–késő-triász (és kora-jura) korok valós, a rendelkezésre álló adatok szerint az egész intrakárpáti régiót érintő, számottevő termális/hidrotermális hatással kísért, ugyanakkor részleteiben egyelőre csak kevésbé ismert, önálló földtani esemény(sor) bizonyítékai.

Analitikai szempontból még jónak minősíthető a viszonylag kis mennyiségű kevert szerkezetű illit/szmektit

és szmektit tartalmazó Bp–1 vágatfúrás (165 M év, középső-jura), valamint az Ūh–2 fúrás mintája (75 M év, késő-kréta) is. A többi jura és kréta K–Ar-kor csak abban az esetben tekinthető tényleges szerkezeti események (közéltő) idejének, ha azt feltételezzük, hogy az e mintákban számottevő mennyiségben jelen lévő kevert szerkezetű illit/szmektit, illetve szmektit az 1M illittel teljes mértékben kogenetikus, továbbá, hogy a kevert szerkezetű illit/szmektitben egyáltalán nem lépett fel Ar-vesztetés. Amennyiben azonban e fázisok az 1M illit átalakulási termékeit, vagy esetleg egy másik, kisebb hőmérsékletű hidrotermális fázis önálló termékeit képviselik, úgy a mért K–Ar-adatok keverékkor reprezentálnak, amelynél az 1M illit képződése bizonyosan idősebb.

A K–Ar-korok földtani értelmezése szempontjából alapvető jelentőségű az illit képződési módja, amelynek vonatkozásban két alapvető eset különböztethetünk meg:

1) a kőzetrepedésekben áramló fluidumból történő közvetlen kiválással, amely során az erekben, repedésekben kiváló illit nem a közvetlen mellékkőzet átalakulásából származik, vagy

2) a gránitos mellékkőzet ásványainak — főként a földpátoknak — lényegében in situ intenzív, fluidum által elősegített átalakulásával, vagyis a vetőagyagos magzónákban az illit autigén.

A vizsgált minták bemutatott mikroszerkezeti, ásványkőzettani és geokémiai jellegei (NÉDLI, SZABÓ 2007) egyértelműen a második képződési mechanizmus mellett szólnak. Az illitképződés és a törészónákat kialakító deformáció egymáshoz viszonyított időbeliségét vizsgálva, ez utóbbi esetben még további két lehetőség adódik:

2a) Az első esetben az intenzív fluidummozgást jelző agyagásványos bontás nem kapcsolódik konkrét deformációhoz. Az agyagosodás a gránittestben már jelenlevő gyengeségi zónák (pl. törések, kataklázos övek) mentén megy végbe, és ezek környezetében okoz számottevő kőzet-elváltozást, majd a kőzettestet ezután éri deformáció. Ekkor a vetőagyagos zónákban észlelt deformáció utólagos, tehát az illitdús frakciókon meghatározott radiometrikus korok csak az ásványos elváltozás (a fluidum/kőzet kölcsönhatás eredményeként végbemenő illitképződés) korát rögzítik, aminél a töréses deformáció — akár sok (tíz)millió évvel is — fiatalabb. E modell implicite három, időben jól szétváló, egymástól többé-kevésbé független esemény jelenlétét feltételezi: (a) korai, lényegi fluidumhatástól mentes (tehát illitképződéssel nem járó) deformáció, (b) in situ agyagásványos átalakulás hidrotermális hatásra tektonikusan preformált zónákban, (c) újabb lényegi fluidumhatástól (és csatlakozó illitképződéstől) mentes deformáció.

2b) A másik esetben a fluidumok által kiváltott agyagásványos elváltozás és a tektonikus deformáció kb. egyidejű, ráadásul egymást erősítő folyamatok. Ekkor az illiten mért K–Ar-korok — az ásványos elváltozás kora mellett — egyben a deformációs esemény hozzávetőleges korát is megadják.

A 2a) modell véleményünk szerint földtanilag kevésbé valószínű lehetőséget képvisel, mint a 2b), hisz még egy

kevésbé eltemetett kőzettest esetében is szinte bizonyosra vehető több-kevesebb fluidum jelenléte, amelyek nyilván nagyobb eséllyel áramlanak be a deformáció által „megnyitott”, permeabilissá tett zónákba, s ott a felőrölt kőzetanyag ásványos elváltozását idézik elő, továbbsegítve ezzel a deformációt. A fentieket és a mikrotektonikai vizsgálatok eredményeit is figyelembe véve az illetet a törészónák képződésével nagyjából egyidejű (szintektonikus) fázisnak tartjuk (l. még Törészónák képződése és fejlődése c. fejezet), így a kapott K–Ar-korok — a feljebb részletezett analitikai szempontok figyelembevételével — a törészónák közelítő képződési koraként értelmezhetők. Ezt az értelmezést támasztják alá a kiválóan megőrződött, foliált szerkezetű vetőagyagok is, hisz számottevő mértékű utólagos deformáció(k) esetében ezekben nem maradhatott volna fent az egykori jelentős differenciális feszültséget tanúsító, szintektonikus, foliált mikroszerkezet.

Ezen értelmezési keretben a törészónákat létrehozó deformációk a kapott koradatok alapján egyértelműen az alpi orogenezishez tartoznak. Mint korábban említettük, analitikailag a legmegbízhatóbbak az Üh–1 fúrás viszonylag idős (középső-triász–kora-jura) koradatai. Ezek földtani értelmezésénél figyelembe véve még venni, hogy a két fiatalabb kort (190 és 208 M év) mutató minta esetében a finom frakciókban az $1M_d$ politípus is megjelenik (l. táblázat), míg a két idősebb kort (215 és 230 M év) adó mintában kizárólag az $1M$ politípus mutatható ki. Mivel az $1M_d$ politípus nagy valószínűséggel az $1M$ változat kishőmérsékletű elváltozási termékét képviseli, a fúrásokból kapott négy kor közül a két idősebb tekinthető analitikailag megbízhatóknak. Összegezve: a fúrás földtani dokumentációja (KÓKAI 1997) során a vizsgált mélységközben azonosított törészónában a kapott K–Ar-korok alapvetően késő-triász (karni) illitképződés és kapcsolódó szerkezeti aktivitás koraként értékelhetők. Figyelembe véve a fentebb tárgyalt ásványtani kritériumokat is, ezen felül feltételezhető egy középső-jura (165 M év) és késő-kréta (75 M év) szerkezeti esemény jelenléte is. A többi, javarészt a kora-kréta K–Ar-kor tényleges szerkezetföldtani jelentése kérdéses, annak ellenére, hogy a tágabb terület kréta szerkezetalakulásáról rendelkezésre álló ismeretek alapján (pl. WEIN 1961, 1967; NÉMEDI-VARGA 1983; BENKOVICS 1997) e korok beilleszthetők lennének a terület földtani fejlődési modelljébe. Adataink alapján annyi mindenképp bizonyos, hogy a Mórágyi Gránitban a mezozoikum során több ízben is számottevő illitképződéssel járó fluidum–kőzet–kölcsonhatás zajlott le, amelyek legalább részben egyidejűnek tekinthetők a szerkezeti mozgásokkal.

Végül megemlítjük, hogy a rendelkezésre álló K–Ar-korok és a felvázolt kinematikai modellünk összevetéséből az a következtetés adódik, hogy a modell 2., a neogénbe helyezett fázisához nem kapcsolódott számottevő mértékű illitképződéssel járó kőzetelváltozás, hanem e fázis a már korábban létrejött, a K–Ar- adatok alapján döntően mezozoos képződésű törészónák reaktivációját idézte elő.

Törészónák képződése és fejlődése

Fontos problémát képvisel a törészónák vetőagyagos magzónáinak képződési mechanizmusa. Eddigi terepi tapasztalataink és a vetőagyagos magzónák vizsgálatából származó adataink alapján, valamint a vonatkozó szakirodalom figyelembevételével úgy véljük, hogy ezek kialakulása fluidumok jelenlétében történt, egyidejűleg a tektonikus deformációval és aprózódással (VROLIJK, VAN DER PLUIJM 1999, JEFFERIES et al. 2006). Ebben a folyamatban a fluidumok jelenléte következtében végbemenő ásványos elváltozás (agyagosodás) — az akár agyagásvány méretű frakcióra is felőrlődő protolítban (MONZAWA, OTSUKI 2003) — és a tektonikus deformáció egymást erősítő (pozitív visszacsatolású) részfolyamatok. A szerkezeti igénybevétel és az ásványszemcsék rideg felmorzsolódása (STEWART et al. 2000) indítja meg a folyamatot, amelynek során a gránittestben a fluidumok számára is jól átjárható (permeabilis) gyengeségi zónák keletkeznek, jelentős részben korábbi, gyengült zónákat követve. Ilyen gyengeségi zónákat képviselhetnek egyfelől a kőzethatárok, másfelől pedig a pszeudomilonitok (6. ábra, a) és a milonitok is. A fluidumok jelenléte segíti a deformációt, mintegy „felpuhítja” a nyírási zónákat. A deformáció során, illetve annak rövidebb szüneteiben a feltehetően többször reaktiválódó zónákban ugyanis (amelyek helyenként korábban képződött ásványos kitöltéseket is tartalmaznak) fluidumok által kiváltott bontás érvényesül. Ez az elváltozás tovább gyengíti a kőzetet, hiszen a protolít rovására újonnan képződő, finomszemű filloszilikátok az adott zónában lényegesen csökkentik a kőzet nyírószilárdságát. Így a folyamat előrehaladtával a deformáció egyre inkább az elváltozott zónára, illetve annak környezetére fog koncentrálni. A fluidumokkal telített gyengeségi zónákban ez újabb törések képződéséhez és további tektonikus aprózódáshoz vezet. Az önmagát erősítő folyamatos végső soron a zóna növekedéséhez (kiszélesedéséhez), a deformáció koncentrálnihoz és egyre intenzívebb ásványos elváltozáshoz vezet. A deformációs folyamat végső stádiumát foliált vetőagyag képződése jelzi (CHESTER, LOGAN 1986, LIN 2001), amelyben a deformáció elsősorban az ún. kataklázos folyás (ENGELDER 1974) által valósul meg.

A leírt folyamat során a fluidumok nemcsak az eredeti kőzetalkotó ásványok (földpátok, biotit, amfibol) átalakulását idézik elő, hanem azokból egyéb új ásványok (főként karbonátok és kvarc) is kiválhatnak a deformáció során folyamatosan képződő új repedésekben. E kitöltések azután a folytatódó deformáció közben feltöredezhetnek és keveredhetnek a környező mellékkőzetből származó ásvány- és kőzetfragmentumokkal, majd újabb fluidumok a korábbi, feltöredezett kitöltéseket, illetve ásvány- és kőzetfragmentumokat újra cementálhatják, vagy azok a deformáció során képződő vetőagyagba is belegyűrődhetnek.

Köszönetnyilvánítás

Az értelmezési munkánk alapját jelentő megbízást az RHK Kht. és a Mecsekérc Zrt. adta és adja a Magyar Állami Földtani Intézetnek, e nélkül ezek az eredmények sem születhettek volna meg. Köszönjük az összes vágat- és fúrásdokumentáló geológus (Albert Gáspár, Barabás Ambrus, Bíró István, Borsody János, Don György, Fórián-Szabó Márton, Fűri Judit, Gulácsi Zoltán, Gyarmati Pál, Halász Amadé, Kemény Botond, Király Edit, Kókai András, Koroknai Balázs, Lantos Zoltán, Magyarai Árpád, Majoros

Péter, Musitz Balázs, Oláh István, Palotás Klára, Pereg Zsolt, Szabéni Géza, Török Patrik és Zsámbok István) több éves munkáját, amely a cikkhez felhasznált adatok jelentős részét szolgáltatta. Köszönjük Balla Zoltán és Gyalog László vezetői tevékenységét, amellyel lehetőségeket biztosítottak számunkra eredményeink elérésére. Köszönjük Dudko Antonyina úttörő munkáját a törészónák megismerésében. Köszönjük a Mecsekérc Zrt.-nek és alvállalkozóinak, a bányász kollégáknak, hogy biztosították a megfigyeléshez szükséges feltárást és időt. Köszönjük Konrád Gyulának munkánk lektorálását, hasznos észrevételeit.

Loess Accumulation and Valley Development on the Mórágý Block (South Transdanubia, Hungary)

ZOLTÁN BALLA, ISTVÁN HORVÁTH

Geological Institute of Hungary, H-1143, Budapest, Stefánia út 14.



Keywords: cooling-down, erosion, palaeosol, Pliocene, Quaternary, soil, uplift, warming-up, weathering

Abstract

This study outlines the Pliocene–Quaternary and Quaternary development, loess sedimentation, uplift history and valley forming.

During the **Pliocene–Quaternary** the Mórágý Block was uplifting. The uplift was slowed down around 800 ky B.P. In the course of the uplift the soil—the final product of the weathering—was continuously eroding and only that formed in the directly preceding period was preserved.

In the **Quaternary** cooling-down periods **loess** was precipitated, in the warming-up periods erosion, weathering and soil forming took place. The loess which was falling on the Mórágý Block was not accumulated but eroded whilst the uplifting was too fast. The loess accumulation commenced when the uplifting was slowed down. The loess quasi sealed the last soil.

The **uplift** was a dome. At the top of the dome the loess started accumulating later than on the slopes, and here all the time more loess was eroded than on the slopes. The **valleys** had already existed at the commencement of the loess sedimentation. In the warming-up periods the valley bottoms were cutting and in the cooling-down periods the hill heights were increasing relative to the basement surface. The present-day morphology has been produced by these two opposite and alternating in time processes.



Introduction

The Mórágý Block in South Transdanubia, Hungary is the area selected for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. Here, at the Üveghuta Site, at a depth about 200–250 m, the construction of the National Radioactive Waste Repository (NRWR) is in progress. The process of selection and the ten-year exploration of the site (BALLA 1997, 2000, 2004; BALLA, GYALOG 2009) have resulted in this area belonging to one of the best-studied in Hungary.

The Mórágý Block is mainly built up of Lower Carboniferous granites under a Quaternary sedimentary cover. In the course of the exploration great attention was devoted to the Quaternary studies. In the XX century the Quaternary in Hungary was mainly investigated by

geographers (e.g. BULLA 1956; GÁBRIS 2006, 2007; PÉCSI 1959, 1975, 1993; PÉCSI, SCHWEITZER 1995). Hungarian geologists mostly neglected the Mórágý Block until the last decades of the century. Since that time, however, they have made significant efforts to rectify this situation. Their methods and approach were of course different from that of the geographers and thus they brought new findings with respect to the Quaternary geology. The essence of that new approach consisted of a coherent application of the principles of stratigraphy and especially of the litho-stratigraphical concept (FÜLÖP et al. 1975) to the loess sequences. Another special aspect of the geological approach has been its great emphasis on the boreholes in the subdivisions and the correlation of the stratigraphical columns. One of the products of this approach has involved finding out much more about the characteristics of the

Quaternary sediments of the Mórág Block. These are discussed below.

The Mórág Block was completely covered by Pannonian (Upper Miocene) sediments, and its uplift relative to the surroundings started in the Pliocene. In a continental environment the uplift was accompanied by erosion (Figure 1).

The surface, which was produced by the erosion and consists of Palaeozoic and Mesozoic rocks, as well as Lower and Upper Miocene sediments, exhibits troughs below the present-day valleys (Figure 2). As can be seen, the valleys were formed by further deepening of pre-Quaternary troughs.

The loess can be observed in the areas between the valleys, on the hills and on slopes. In harmony with this, two principal geological situations can be distinguished: hills and slopes with loess sequences, and valleys without them. It cannot be *a priori* known whether this difference does or does not reflect histories that were different from the beginning. This is why the development of the hills and slopes, and the development of the valleys will be discussed separately.

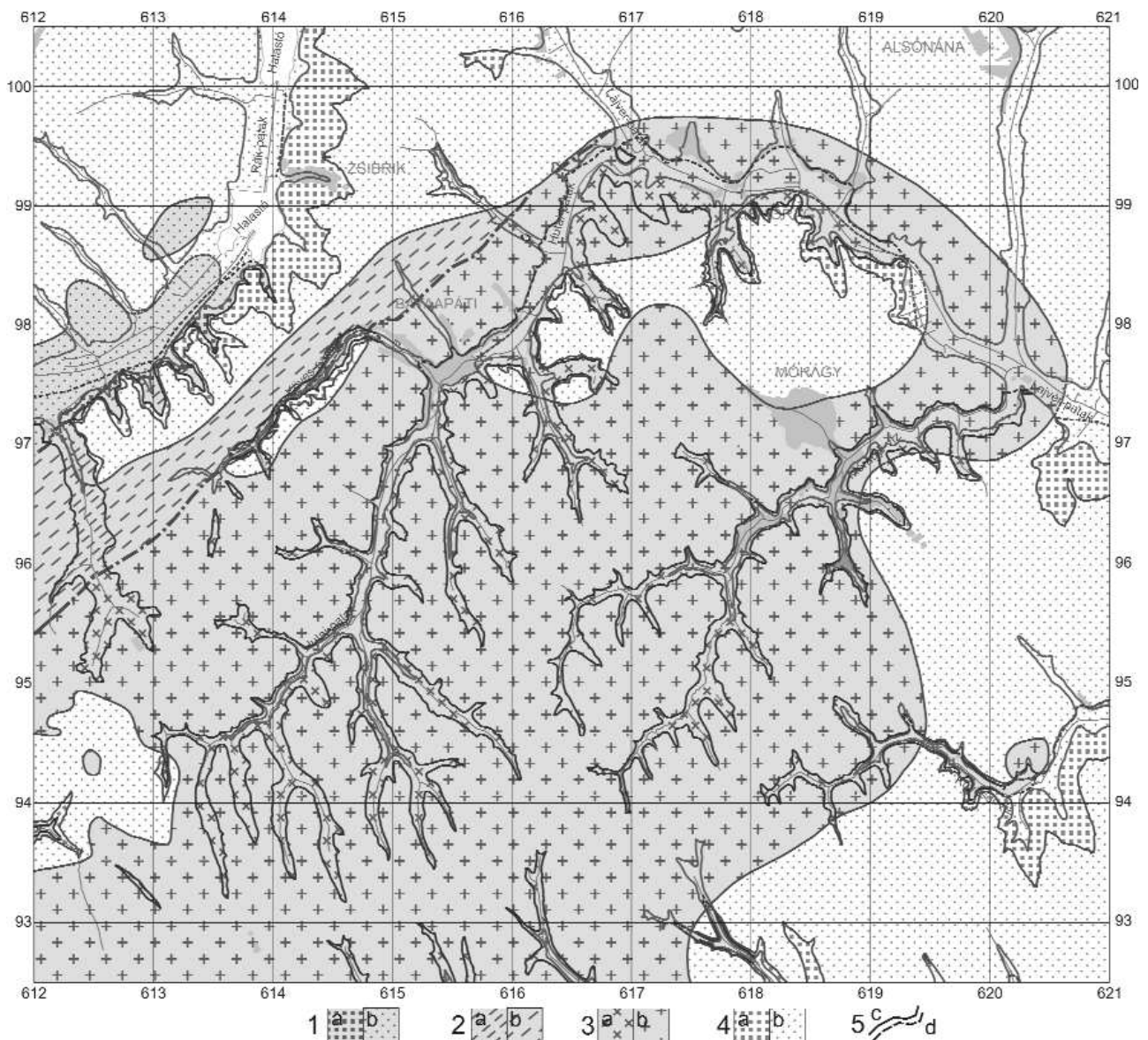


Figure 1. Geological map of the pre-Quaternary sequences of the Mórág Block (after BALLA et al. 2009a)

1—Lower Palaeozoic metamorphic rocks, 2—Lower Carboniferous granite, 3—Lower Jurassic sediments, 4—Miocene sediments: a = on the surface, b = buried; 5—geological boundary (that of the alluvium everywhere): c = real, d = virtual (above valleys, in the air)

1. ábra. A Mórág-rög prekvarter képződményeinek földtani térképe (BALLA et al. 2009a nyomán)

1 – ópaleozoos metamorfitek, 2 – alsó-karbon gránit, 3 – alsó-jura üledékek, 4 – miocén üledékek: a = felszínen, b = fedetten; 5 – földtani határ (az allúvium határa ott is, ahol nem választ el képződményeket): c = valós, d = feltételezett (völgy fölött, levegőben)

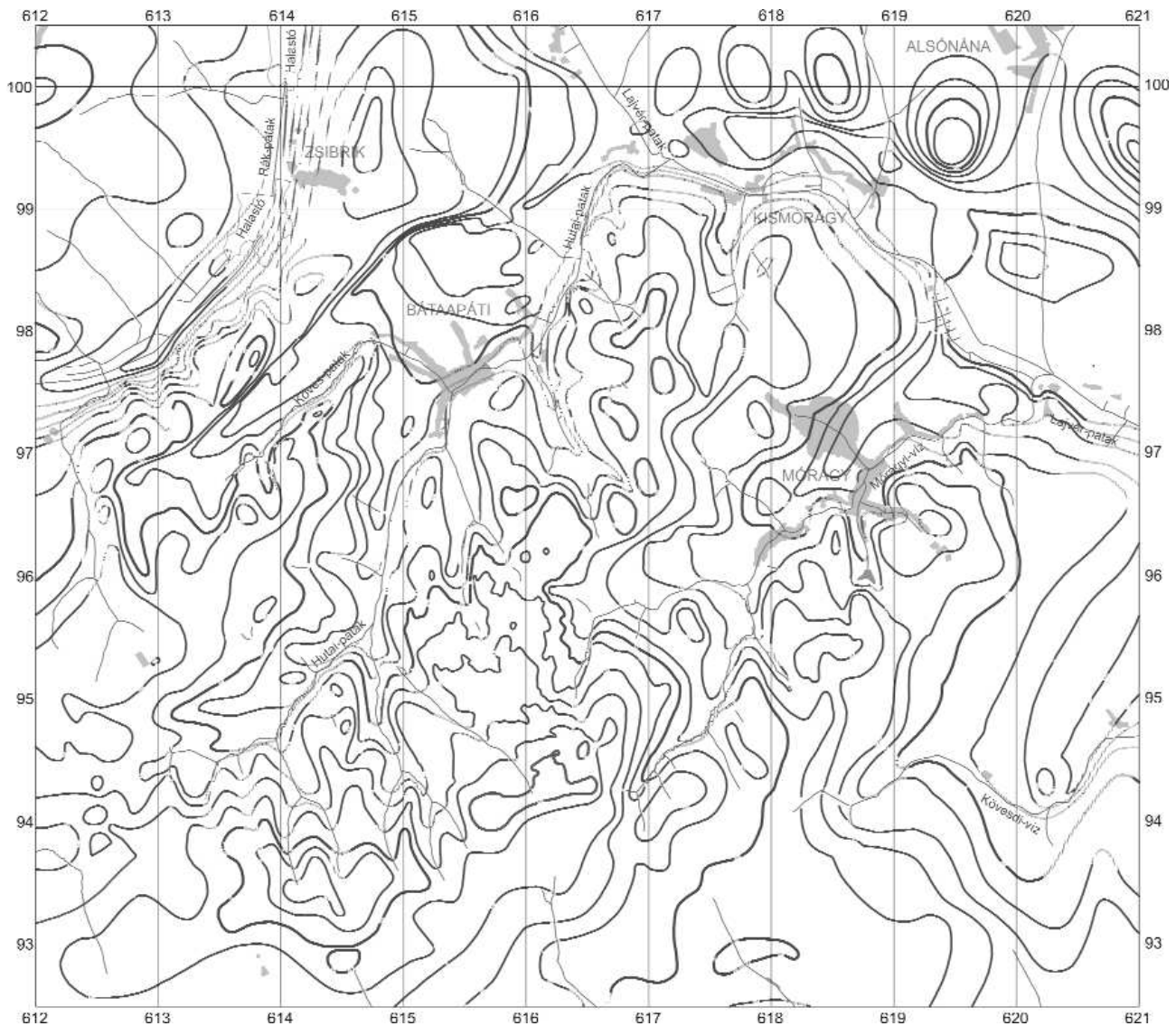


Figure 2. Relief map of the pre-Quaternary sequences of the Mórág Block (after BALLA et al. 2009a)

Contour lines = every 10 (thin) or 50 (thick) m (Baltic System); solid = below loess, dashed = above valleys (in the air)

2. ábra. A Mórági-rög prekvarter képződményeinek domborzati térképe (BALLA et al. 2009a nyomán)

Alapszintvonalak 10, kiemelt szintvonalak 50 m-enként (m BF); folyamatos = lösz alatt, szaggatott = völgyek fölött (a levegőben)

Development of Hills and Slopes

In the area under consideration, hills and slopes everywhere consist of loess. The most complete loess sections were observable in the boreholes drilled on the hilltops; there were almost no boreholes on the slopes. For this reason the process of the loess accumulation was reconstructed from the columns of the boreholes on the hilltops.

Development of the Hilltops

Loess sequences below the hilltops were subdivided in a detailed manner by geologists and geophysicists (MARSI, GYALOG 2009a–c, ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). The geological basis for the subdivision was the alternation of the loess and palaeosols, and also the type of the palaeosols. The geophysical subdivision was mainly based on the magnetic

susceptibility logs, but geoelectric resistivity and neutron porosity were also helpful. In the study area all four main types of those palaeosols found in Hungary (upwards: red Mediterranean soil, brown forest soil, chernozem brown forest soil and chernozem—PÉCSI 1975, 1993; PÉCSI, SCHWEITZER 1995) have been identified. This made it possible to subdivide the loess sequence into four units. Apart from those that were uppermost in each unit, several palaeosol horizons were distinguished and put in parallel with the main Hungarian palaeosols. It became obvious that the palaeosol horizons and their pairs and triplets display a course that is so characteristic in the magnetic susceptibility logs that the geophysical correlation was easy to fit with the geological one (and in some cases could be used for refining the latter). This completely harmonises with the principles and methods of the lithostratigraphic subdivision.

The bottom of the whole loess sequence has fallen around the Brunhes–Matuyama Boundary and red Mediterranean soils, as is the case with other Hungarian loess sequences. Yet differing from the other Hungarian loess sequences, and mainly studied in outcrops, the Mórág sequences started at the highest elevation points. That is, there is no place for doubt in stating that they started from the youngest beds. The number of the loess-soil cycles in the sequence is equal to that of the temperature cycles known for the same period. It was concluded that each of the significant ($\approx 100,000$ year) temperature cycles has its product in the study area in the form of a loess-soil pair. This means that the sequence above the Brunhes–Matuyama Boundary is, in its first approximation, complete. Within the sequence the distinct palaeosol types are in the sections where they can be expected, given the findings of earlier Hungarian studies (PÉCSI 1975, 1993; PÉCSI, SCHWEITZER 1995).

In this way, the stratigraphical columns of 13 boreholes and 1 dug well within 1 km² (Figure 3)—at distances 80–230 m from each other—gave a unique possibility for the subdivision and lateral correlation of thick and continuous loess sequences. 0.6–2.5 km further away from those boreholes, and in a dense network, columns of 8 additional boreholes were correlated with the sequences using similar geological and geophysical data and the same principles. This result, obtained by pure lithostratigraphical methods (core and geophysical logging) for a distinct area, fits well with the summary of the laboratory studies of outcrops all over the country (GÁBRIS 2007). Probably, it is

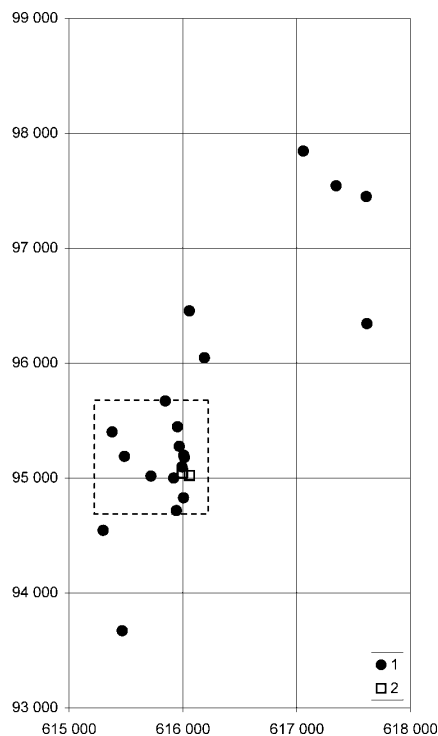


Figure 3. Position of the boreholes and dug wells
1 – borehole, 2 – dug well. The dashed square contours 1 km²
3. ábra. A kutatólétesítmények elhelyezkedése
1 – fúrás, 2 – ásott kút. A szaggatott négyzet alapterülete 1 km²

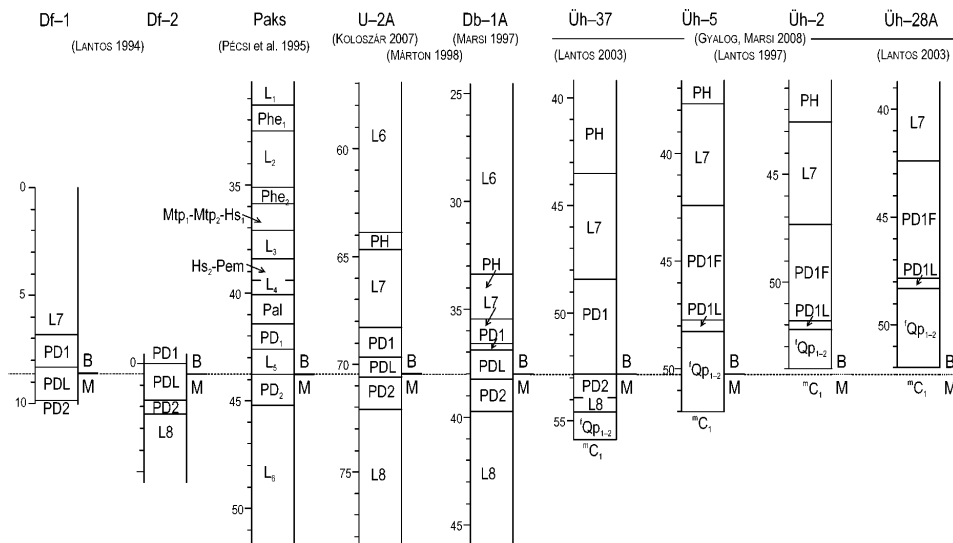


Figure 4. Correlation of South Transdanubian (Tolna County) loess sequences along the Brunhes–Matuyama Boundary (after BALLA 2009b)

Loess pits: Df = Dunaföldvár, Paks; boreholes: U = Udvari, Db = Diósberény, Üh = Üveghuta; B = Brunhes chron, M = Matuyama chron. Paks Loess Formation, palaeosol horizons or subhorizons: PH, PD1, PD1F, PD1L, PD2; loess horizons: L6–L8 and PDL (different codes in the Paks sequence: Phe₁₋₂, Mtp₁₋₂, Hs₁₋₂ and Pal = palaeosol horizons, L₁₋₆ = loess horizons); ^tQp₁₋₂ = Fenyvesető Red Soil Formation, ^mC₁ = Mórággy Granite Formation

4. ábra. Dél-dunántúli (tolnai) löszrétgecsorok korrelációja a Brunhes–Matuyama határ mentén (BALLA 2009b nyomán)

Löszfejtők: Df = Dunaföldvár, Paks; fúrások: U = Udvari, Db = Diósberény, Üh = Üveghuta; B = Brunhes kron, M = Matuyama kron. Paks Löss Formáció, paleotalaj-horizontok, ill. -alhorizontok: PH, PD1, PD1F, PD1L, PD2; löszhorizontok: L6–L8 és PDL (eltérő jelek a Paks szelvényben: Phe₁₋₂, Mtp₁₋₂, Hs₁₋₂ és Pal = paleotalajszintek, L₁₋₆ = löszszintek); ^tQp₁₋₂ = Fenyvesetői Vöröstasyag Formáció, ^mC₁ = Mórággyi Gránit Formáció

correct to believe that the stratigraphy based on the columns of 22 boreholes and one dug well is a firm basis for the analysis of the course of the loess accumulation.

For understanding the process of the loess accumulation the situation which existed before it is outlined below.

The Situation before the Loess Accumulation

Prior to the start of the loess accumulation the erosion of the area was accompanied by permanent weathering, which took place in a semi-arid climate (PÉCSI 1963, HABLY et al. 1995, SCHWEITZER 2001). Two types of weathering products can be distinguished: the weathering zone and the soil lying upon it. During the weathering, both types of product existed permanently and they underwent continuous erosion.

The weathering zone in the upper part of Mórág Granite is 20–35 m thick. Everywhere above it Mediterranean-type soil originated from granite or products of its nearby re-sedimentation lye. This soil or soil-originated

sediment was separated to produce such features as the Fenyvestető Red Soil Formation (BALLA et al. 2009b).

The Start of the Loess Accumulation

The first sign of the loess accumulation in the stratigraphical columns is the appearance of loess or of loess-originated soil above the Fenyvestető Red Soil. With the start of the loess accumulation the erosion was replaced by sedimentation. On the basis of the chronostratigraphical correlation of the South Transdanubian loess sequences (Figure 4) it can be stated that the loess accumulation on the region as a whole started earlier than on the Mórág Block.

In order to explain why the loess accumulation started on the Mórág Block later than across the whole region, the position of the basal beds of the loess on the Mórág Block (Figures 5–7) has to be analysed. A clear regularity can be revealed: the bottom of the loess sequence is in a higher position in the area of the basement high than on the slopes. The further down are the slopes, the deeper this bottom is situated.

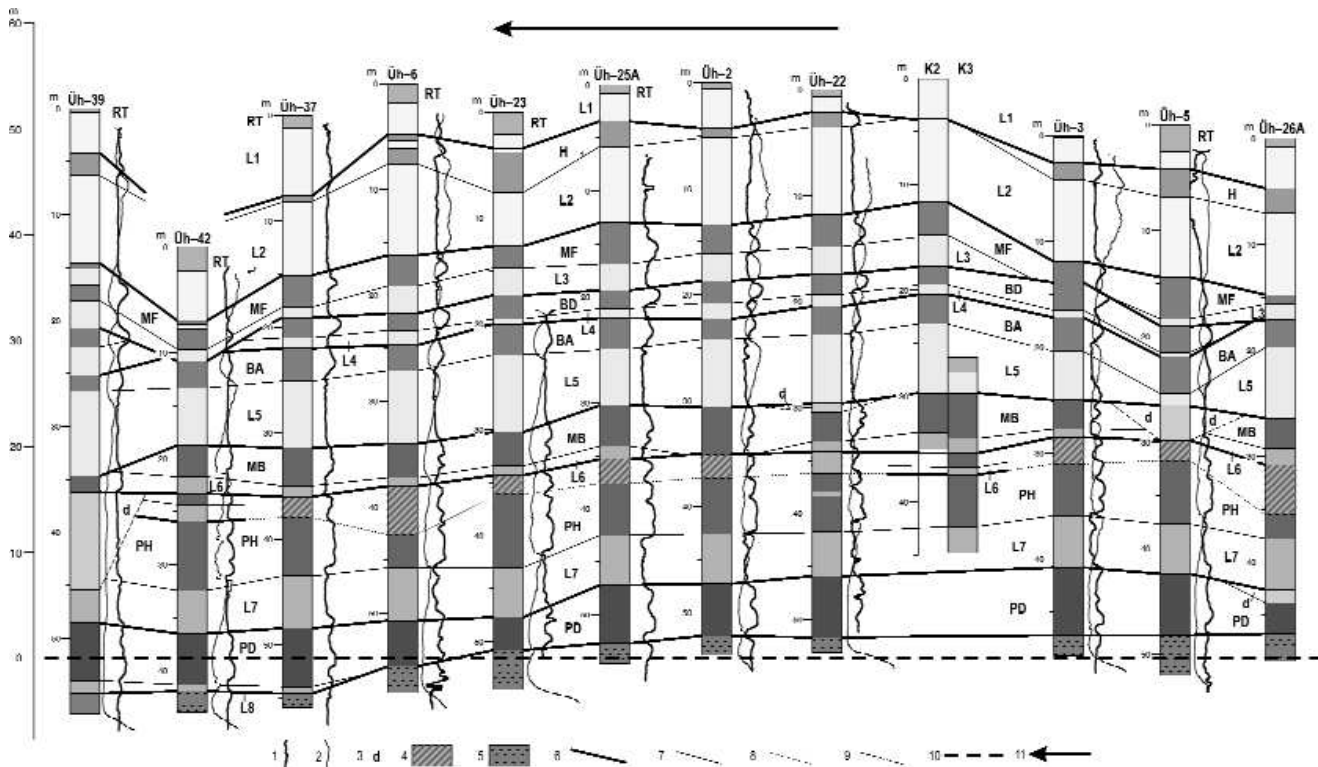


Figure 5. Correlation of the loess sequences in hilltop boreholes in the central part of the Üveghuta Site and along the Western Incline (after GYALOG 2009a)

Dark grey = soil (the uppermost of these is the recent soil), light grey = loess (colour intensity varies from member to member). *Soil horizons or subhorizons*: RT = recent soil, H = Homokos (Sandy), MF = Mendei Felső (Mende Upper), BD = Basaharci Dupla (Basaharc Double), BA = Basaharci Alsó (Basaharc Lower), MB = Mendei Bázis (Mende Basal), PH = Paksi Homokos (Paks Sandy), PD = Paksi Dupla (Paks Double); *loess horizons*: L1–L8. 1–2—*geophysical well-logs*: 1—magnetic susceptibility, 2—resistivity; 3–5—*specific sequences*: 3—deluvial loess, 4—section L6–PH1, 5—Fenyvestető Red Soil (everywhere with Mórág Granite in its bottom); 6–9—*geological boundaries*: 6—normal stratigraphic boundary (bottom of the loess horizons), 7—lower boundary of soil generation, 8—boundary of uncertain origin, 9—bottom line of deluvial loess; 10–11—*other signs*: 10—the Brunhes–Matuyama Boundary, 11—direction down the slope of the basement high

5. ábra. Az Üveghutai-telephely közepés részén és a Nyugati lejtősakna mentén mélyült dombtetői fúrások löszösszleteinek korrelációja (GYALOG 2009a nyomán)

Sötétszürke = talaj (a legfelső a recens talaj), világosszürke = lösz (tónusa tagozatonként különböző). *Talaj-horizontok, ill. -alhorizontok*: RT = recens talaj, H = Homokos, MF = Mendei Felső, BD = Basaharci Dupla, BA = Basaharci Alsó, MB = Mendei Bázis, PH = Paksi Homokos, PD = Paksi Dupla; *lőszhorizontok*: L1–L8. 1–2 — *mélyfúrás-geofizikai görbék*: 1 — mágneses szuszceptibilitás, 2 — geoelektromos ellenállás; 3–5 — *specifikus képződmények*: 3 — deluviális lösz, 4 — az L6–PH1 szakasz, 5 — Fenyvestetői Vörössagyag (feküjében mindenütt Mórágai Gránit); 6–9 — *földtani határok*: 6 — normális rétegtani határ (lőszhorizontok bázisa), 7 — talajosodás alsó határa, 8 — bizonytalan értelmű határ, 9 — deluviális lösz fekvővonala; 10–11 — *egyébb jelek*: 10 — a Brunhes–Matuyama-határ, 11 — lejtőirány az alaphegységi domborzatban

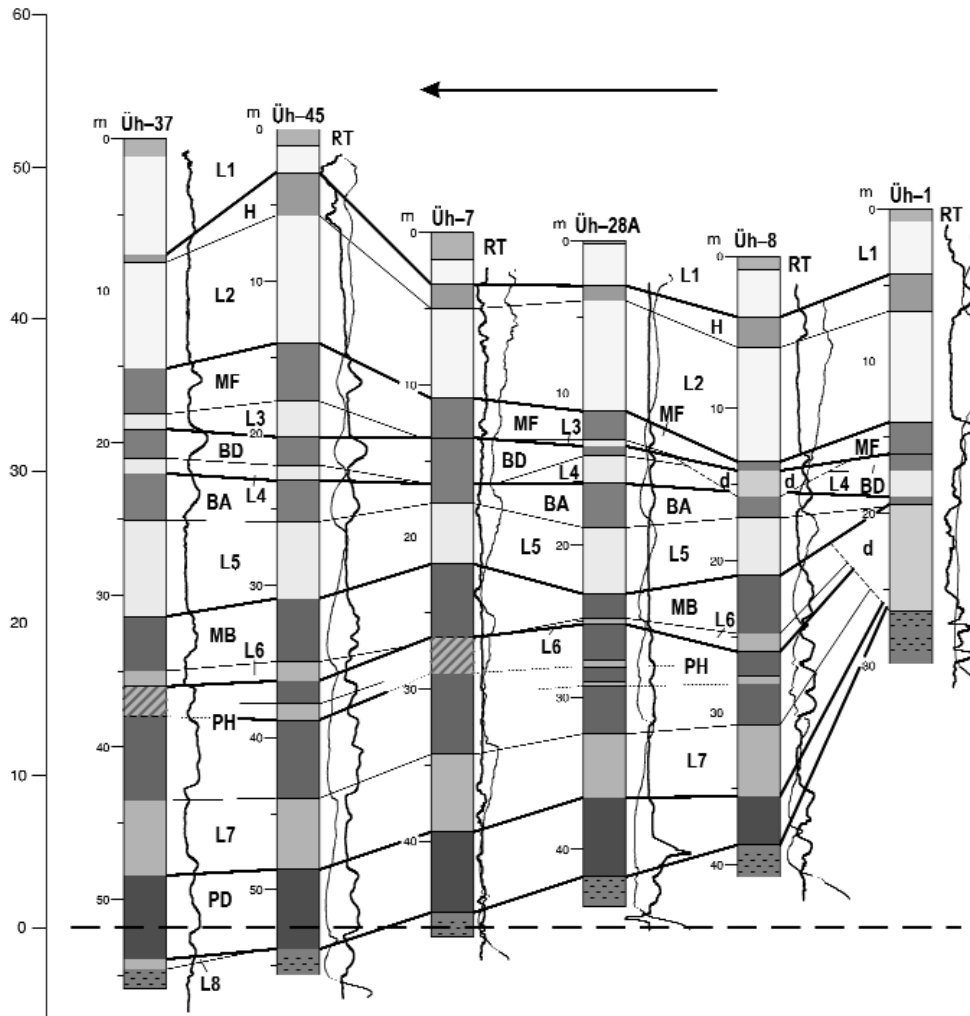


Figure 6. Correlation of the loess sequences in hilltop boreholes in the western part of the Üveghuta Site and to the south of it (after GYALOG 2009b)

For captions, see Figure 5

6. ábra. Az Üveghutai-telephely telephely Ny-i részén és attól D-re mélyült dombtetői fúrások löszösszleteinek korrelációja (GYALOG 2009b nyomán)

Jelmagyarázat az 5. ábra alatt

As can be seen, the loess accumulation within the Mórógy Block started later in the areas which are located at a higher level. By means of extrapolation of this fact onto the wider surroundings it can be stated that the “delay” of the loess accumulation within the Mórógy Block can be explained in terms of the elevated position relative to the surroundings.

Whilst loess had already accumulated in the surroundings, here erosion and weathering were still in progress. Prior to the appearance of the loess on the Mórógy Block, the Block itself formed an island within the area of loess accumulation. The latter started on the slopes and only later reached its top; consequently, over time the loess covered the Mórógy Block in a gradual process (the general pattern is the same as in the case of a marine transgression).

In those sections of the Mórógy Block sequences which arose when the loess accumulation started (Figure 4), at the same level (e.g. at the Brunhes–Matuyama Boundary) both

loess and soil can equally be found. It is known, however (PÉCSI 1993), that the loess accumulation indicates a cool (“glacial”) climate, whereas the soil-generating weathering signifies a warm (at that time “Mediterranean”) one. This means that those two sediments could not accumulate synchronously and were connected to opposite extremes of the cyclic temperature oscillation in the Quaternary: loess generation connected to the cooling-down minima; weathering connected to the warming-up maxima. Therefore it can be presumed that the Mediterranean-type weathering on the basement high was easing off during the loess accumulation in the surroundings. As a consequence, the location of loess and soil at the same level does not mean synchronism and points to the existence of hidden hiatuses in the sequence.

It can also be concluded that the Mediterranean-type weathering on the Mórógy Block prior to the loess accumulation was intermittent in time. The weathering and

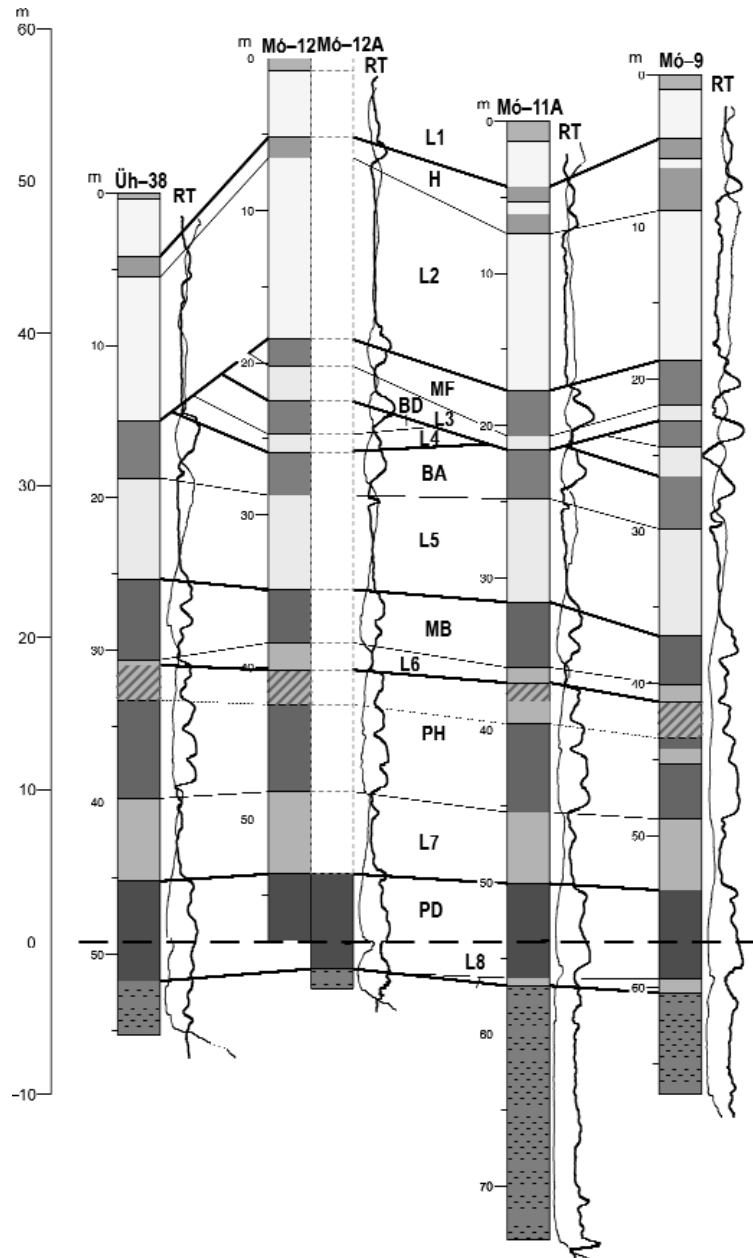


Figure 7. Correlation of the loess sequences in the mineral exploration boreholes on hilltops (after GYALOG 2009c)

For captions, see Figure 5. The sequences are located far from the basement high

7. ábra. A dombtetői nyersanyagkutató fúrások lözösszleteinek korrelációja (GYALOG 2009c nyomán)

Jelmagyarázat az 5. ábra alatt. A rétegsorok messze vannak az aljzatdomborzat tetővidékétől

the erosion (with which it was accompanied) increased and decreased (or stopped) periodically. In some columns even sequences of several cycles have been preserved but—due to the permanent erosion—it is most probable that those are part of the last cycle(s).

The concrete (some metres) sequences of the Fenyves-tető Formation, which consist of weathering products—soil and its derivatives from nearby re-deposition—are not synchronous (Figure 6). Each of them was accumulating during the one-two warming-up cycle(s) just prior to the start of the loess accumulation.

The Process of the Loess Accumulation

During the process of the loess accumulation the temperature periodicity remained the same as previously. The only difference consisted in the preservation and accumulation of the falling dust in temperature minima (cooling-down periods). In temperature maxima there was no loess accumulation and erosion and weathering were periodically renewed.

In harmony with the temperature periodicity, loess and soil alternate in loess sequences (Figure 8). This is, however, due to the different generation mechanisms of these beds. In temperature minima loess accumulates. The soil, however,

is generated in temperature maxima, albeit with no accumulation. It was formed by the alteration of already accumulated loess and its generation took place down from the top (Figure 9).

The weathering, which induces soil generation, is accompanied by erosion; this weathering most probably took place over the whole duration of any of the temperature maxima. The erosion mainly concerned the loess, and the soil was formed from the uppermost levels of the loess. Conditions for preserving soil probably appeared at the end of the temperature maxima.

In order to get a picture for this process, an attempt was made to illustrate the loess accumulation. The starting concept was that in temperature minima loess accumulates, whereas in temperature maxima it is eroded and weathered. In other words, it is transformed into soil, which means that accumulation eases off. In the process of drawing, two problems arose. One of these problems is connected with the precise location of the commencement and termination of the loess accumulation. The other is connected with the fact that it is unknown how much of a distinct loess bed (including soil in the top of it) was eroded.

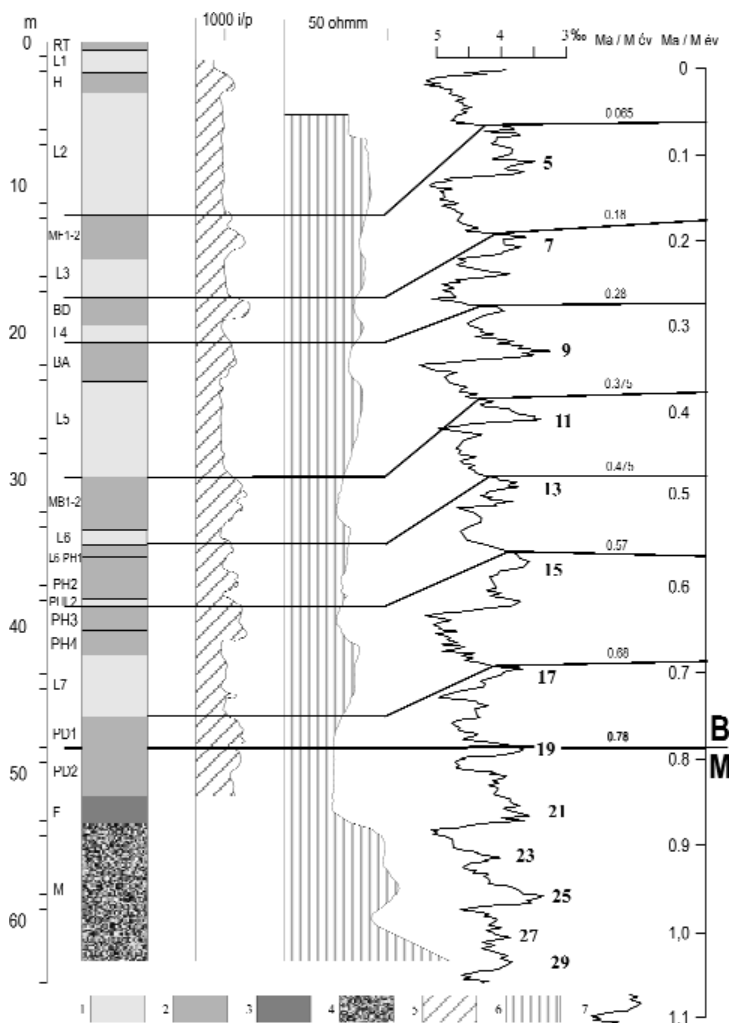


Figure 8. Correlation of the stratigraphical units of the Borehole Üvegghuta Üh-22 with international scales (after HORVÁTH 2009)

1—loess, 2—soil, 3—red clay, 4—granite, 5—magnetic susceptibility, 6—geoelectric resistivity, 7— $\delta^{18}\text{O}$ curve (SHACKLETON et al. 1990). F = Fenyvestető Red Clay, M = Mórógyi Granite. For other codes, see Figure 5. On the right is the time scale, with the Brunhes-Matuyama (B/M) Boundary after LOURENS et al. 2004 = 781 ky). Figures on the lines to the left display the age of the bottom of the loess horizons

8. ábra. Az Üvegghuta Üh-22 fúrás rétegtani egységeinek párhuzamosítása nemzetközi skálákkal (HORVÁTH 2009 nyomán)

1 – lösz, 2 – talaj, 3 – vörösiszap, 4 – gránit, 5 – mágneses szuszeptibilitás, 6 – geoelektromos ellenállás, 7 – $\delta^{18}\text{O}$ -görbe (SHACKLETON et al. 1990). F = Fenyvestetői Vörösiszap, M = Mórógyi Gránit. A többi index magyarázata az 5. ábra alatt. Jobb szélén az időskála, rajta a Brunhes-Matuyama-határ helyzete (B/M) LOURENS et al. 2004 nyomán = 781 ezer év), a számok az ettől balra eső vonalakon a löszhorizontok aljának korát mutatják

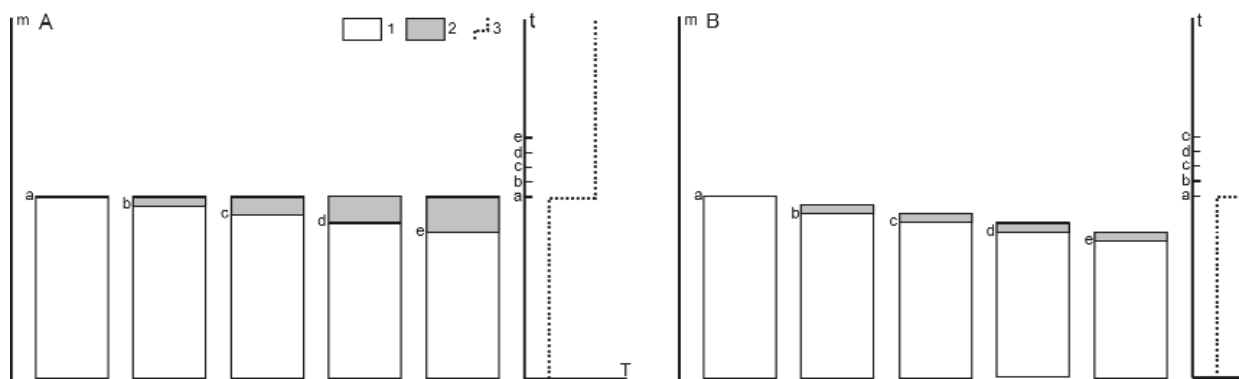
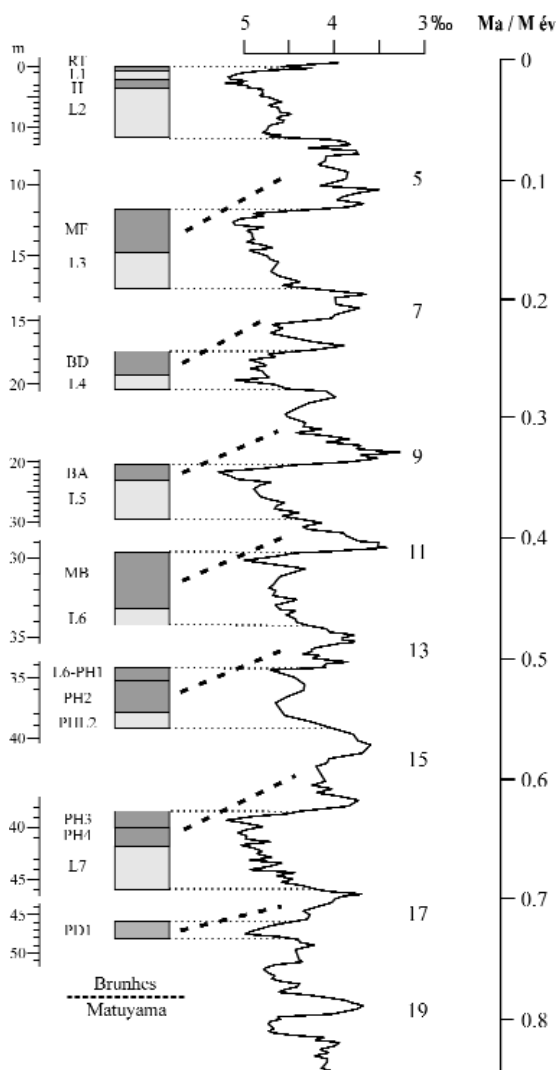


Figure 9. Soil forming on a loess bed, shown over a time period

A with no erosion, **B** with erosion. *m* = thickness, *t* = time, *T* = temperature; 1–loess, 2–soil, 3–idealised temperature curve; *a* = top of the loess bed at the end of the dust falling on the thickness axis and the corresponding point on the time axis, *b*–*e* = bottom of the soil on the thickness axis in the successive moments indicated on the time axis. Note (A) that if the thickness is fixed to the time axis, the soil which was formed virtually corresponds to a cold period. At the same time, a hiatus (no dust falling) corresponds to the warm period of the soil formation. If erosion takes place (B), the top of the soil bed moves down along the thickness axis

9. ábra. A talajképződés időbeli menete egy löszrétegen

A lepusztulás nélkül, **B** lepusztulással. *m* = vastagság, *t* = idő, *T* = hőmérséklet; 1 – lösz, 2 – talaj, 3 – a hőmérséklet idealizált menete; *a* = a löszréteg tetővonalára a löszhullás befejeztékor a vastagságtengely mentén és az annak megfelelő időpont az időtengelyen, *b*–*e* = a talajréteg talpa a vastagságtengely mentén az időtengelyen jelölt, egymást követő időpontokban. Figyeljük meg (A), hogy ha a vastagságot az időtengelyhez rögzítjük, a talajképződés látszólag hideg időszakra esik, a talajképződési meleg időszaknak pedig hiátus felel meg (nincs löszhullás). Lepusztulás esetén (B) a talajréteg teteje a vastagságtengely mentén idővel egyre mélyebbre kerül



No guideline for solving any of these problems was found and this is why the procedure below was chosen. Principally, the boundary between a maximum and a minimum is located at half of the distance between the corresponding vertices (i.e. at the mean of the two values). This is why the commencement and termination points of the loess accumulation were always located in the middle of the “slope” between the neighbouring maximum and minimum. As for the second problem, it was supposed that there was no erosion and thus the top of the loess bed (more precisely, the soil which was formed on the loess) was suited to the centre of the warming-up “slope”. It should be noted that most of the “slopes” are so steep that the fitting error is negligible.

Both ideas may contain errors: in the first case these can occur in both directions, but in the second case only in one—any erosion can only “push” down the top of the preserved loess bed (more precisely, the soil lying upon it—Figure 9, B). Even if guesses are made with respect to one or the other, the approximations outlined above (Figure 10) can be regarded as the most coherent.

It follows from this pattern that the loess beds cover, as a maximum, half of the whole period of loess generation—i.e. at least during the half of that period there was no sedimentation. Hence a fundamental feature of the loess sequences is their

Figure 10. Position of the loess-soil units of the Borehole Üh-22 along the time axis (after BALLA 2009c)

All the palaeosols were fixed to that loess from which they originated, so their position on the time axis corresponds to that of the loess, not of the soil. Soil formation took place during the pauses along the time axis, as indicated by tilted dashed lines. For other captions, see Figure 8

10. ábra. Az Üveghuta Üh-22 fúrás lösz-paleotalaj egységeinek helyzete az időtengely mentén (BALLA 2009c nyomán)

Minden paleotalajt ahhoz a löszhöz rögzítettünk, amelyből képződött, így helye az időtengelyen nem a talaj, hanem a lösz képződésének felel meg. A talaj képződése az időtengelyen a rétegsorban látható szünetekre esik, amint azt a ferde szaggatott vonalak jelzik. Egyéb jelmagyarázat a 8. ábra alatt

high incompleteness. The incidental erosion increased this incompleteness, as can be seen in comparison with the Figure.

The answer to which part of any of the loess beds was eroded in a warming-up period varies from area to area. Erosion of a distinct loess bed was not only be partial but could also be total. The difference between the stratigraphical columns for various areas depends on which loess beds—and to what thickness—was preserved after the erosion.

Erosion can be supposed with certainty if a complete loess-soil cycle appears to be missing. In the borehole columns (Figures 5–7) such hiatuses were found in the following horizons (Figure 11):

- before L2 (≈ 70 – 120 ky B.P., Üh-38),
- before L3 (≈ 180 – 240 ky B.P., Üh-8, -26A, -42, M6-11A),
- before L5 (≈ 375 – 410 ky B.P., Üh-1).

The middle hiatus is the most significant of these but even it is not represented in all the columns. As can be seen, there is no regional hiatus.

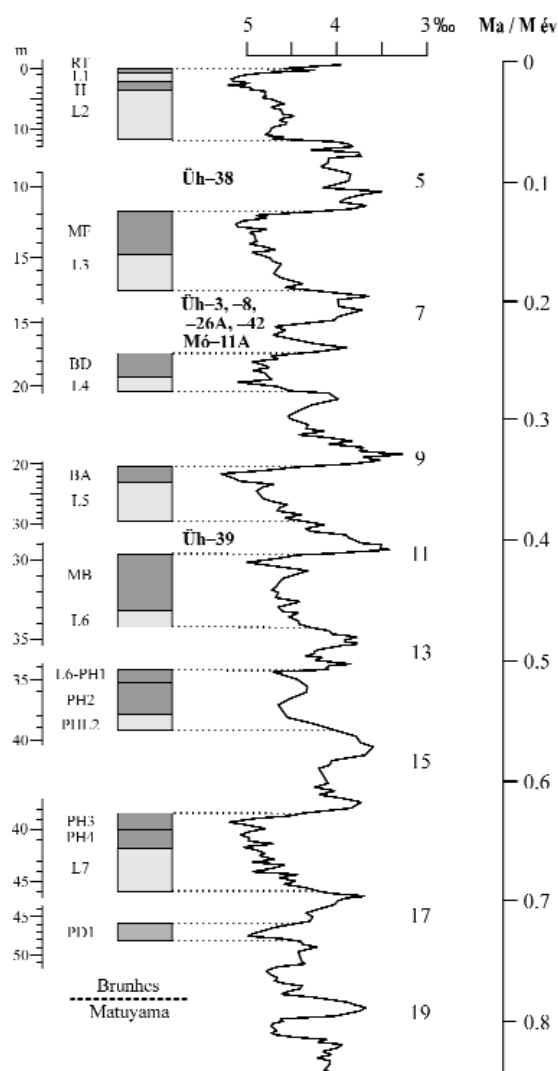


Figure 11. Temporal position of the erosion events (in the column of the Borehole Üveghuta Üh-22 [Figure 10])

11. ábra. A lepusztulások időbeli helyzete (az Üveghuta Üh-22 fúrás rétegsorához [10. ábra] viszonyítva)

All the loess beds are terminated by soils. The soil generation represents the termination of the erosion, but it can also be related to loess beds in a deeper position.

The erosion was definitely connected with an uplift, which is why the latter is analysed below.

Uplift History

The loess accumulation on the Mórógy Block was anticipated by uplift. The “transgressive” position (Figure 12) of the loess indicates that the loess accumulation was also in progress after the uplifting. This resulted in the loess sequence—and each of its sections—increasing in thickness down the slopes of the basement high.

The reduced thickness of the beds indicates that the uplifting at all times accompanied by erosion. It is, however, not clear whether this erosion sometimes affected the whole of the Mórógy Block or not.

In the actual interpretation, all the elements of the temperature oscillation curve have their corresponding sedimentary horizons—*i.e.* no traces of regional erosion exist.

There are minor unconformities in the sequence but, although they appear several times, they are only of local importance. The presence of all of the loess horizons shows that the continuous uplifting at no time reached a marked intensity, which was characteristic for the time prior to the loess accumulation.

Consequently, for the commencement of the loess accumulation, the uplifting of the Mórógy Block in the last 800 ky should have been slower than earlier. In other words, the uplifting was slowed down around 800 ky B.P.

Development of the Hill Slopes

Hill slopes form transitions between the hilltops and valley bottoms. The study of these, however, was only possible in hilltop boreholes (Figures 5–7). In those stratigraphical columns, slope sediments were observed in the following horizons (Figure 13).

- before L3 (≈ 180 – 240 ky B.P., Üh-8),
- before L5 (≈ 375 – 410 ky B.P., Üh-1, -5, -22),
- before L6 (≈ 475 – 510 ky B.P., Üh-39),
- before L7 (≈ 690 – 720 ky B.P., Üh-26A).

It is obvious from their stratigraphical distribution that the slope displacements were in progress almost from the start of the loess accumulation; even close to the hilltops they point to the presence of valleys in the vicinity. As seen, the topographical dismembering accompanied all the loess accumulation.

Valley Development

It was demonstrated (Figure 2) that the major valleys already existed at the start of the loess accumulation. Their further development can be interpreted in terms of the alteration of cut and fill over time.

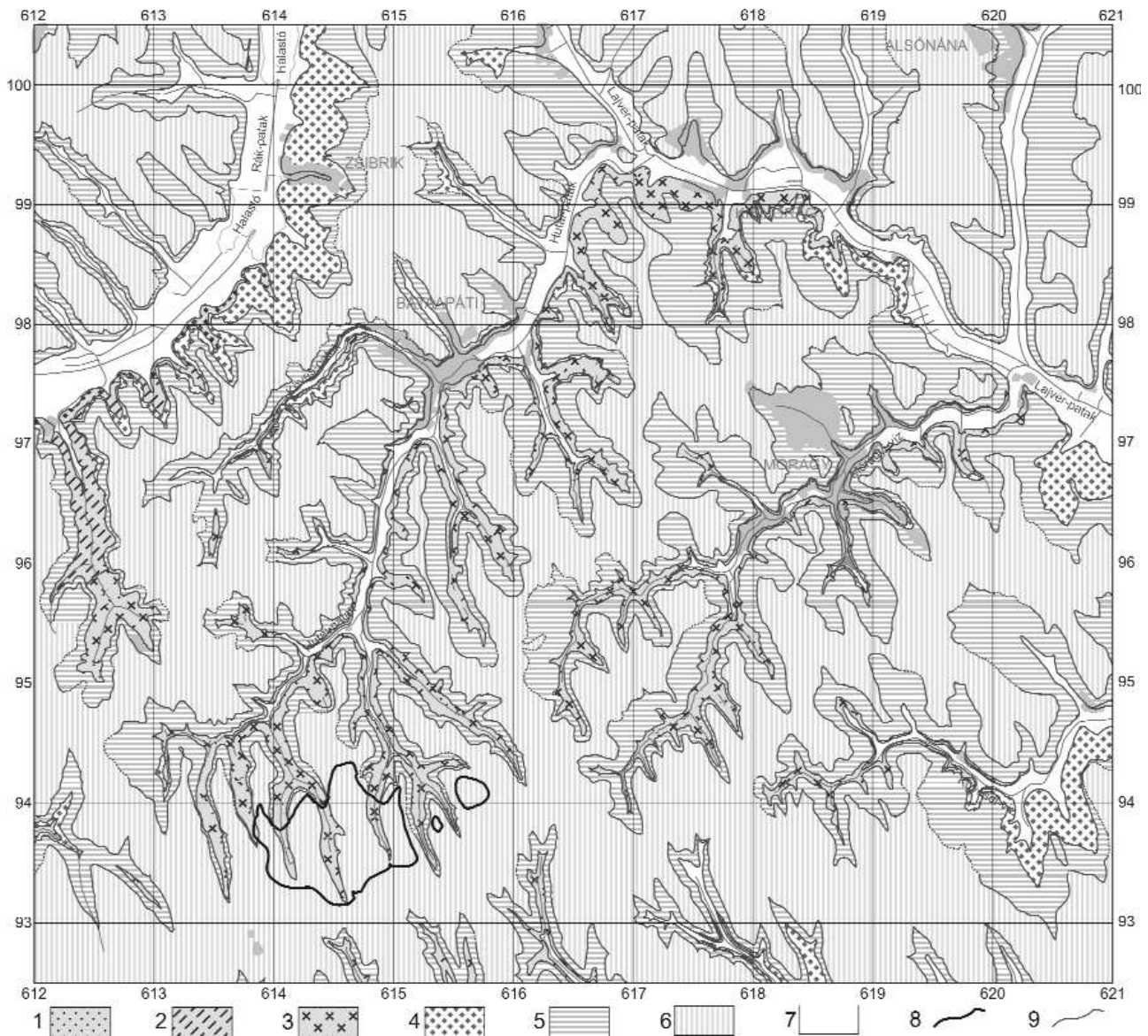


Figure 12. Distribution of the loess sequences in the northeastern part of the Mórógy Block (after BALLA, SÍKHEGYI 2009)

1—Lower Palaeozoic metamorphic rocks, 2—Lower Carboniferous granite, 3—Lower Jurassic sediments, 4—Miocene sediments, 5—Mendei Loess Formation (“young loess”), 6—Paks Loess Formation (“old loess”), 7—Quaternary valley-fill sediments, 8—wedging-out line of the Paks Loess Formation, 9—geological boundary

12. ábra. A löszformációk elterjedése a Mórógyi-rög ÉK-i részén (BALLA, SÍKHEGYI 2009 nyomán)

1 – ópaleozoos metamorfítok, 2 – alsó-karbon gránit, 3 – alsó-jura üledékek, 4 – miocén üledékek, 5 – Mendei Lösz Formáció („fiatal lösz”), 6 – Paksi Lösz Formáció („idős lösz”), 7 – kvarter völgykitöltő üledék, 8 – a Paksi Lösz Formáció kiékelődési vonala, 9 – földtani határ

For the cut, significant precipitation was needed and this probably took place in the warming-up periods. Thus by logic the cut took place in warming-up periods. The initial cut-in (in basement topography) amounted to 30–50 m, while the whole cut-in (in surface topography) reached approximately 100–150 m.

The gravelly-sandy alluvial sediments in the valleys were probably generated by fill; it can be supposed that the latter occurred at the end of warming-up periods. Three filling stages can be reconstructed from the valley sediments (Figure 14):

—before L2 (≈60–120 ky B.P.),

—before L4 (≈280–330) or before L5 (≈375–410) ky B.P.,

—before L7 (≈690–720 ky B.P.).

Consequently, three of the eight warming-up periods during the loess accumulation have corresponding valley sediments. The two weak ones (each in one borehole) of the three hiatuses in the loess sequences (Figure 11) have valley-sediment analogues, while the strongest ones (in 4 boreholes) do not. One (the oldest) of the four groups of the slope sediments in hilltop borehole columns (Figure 13) has a valley analogue; the others do not have this.

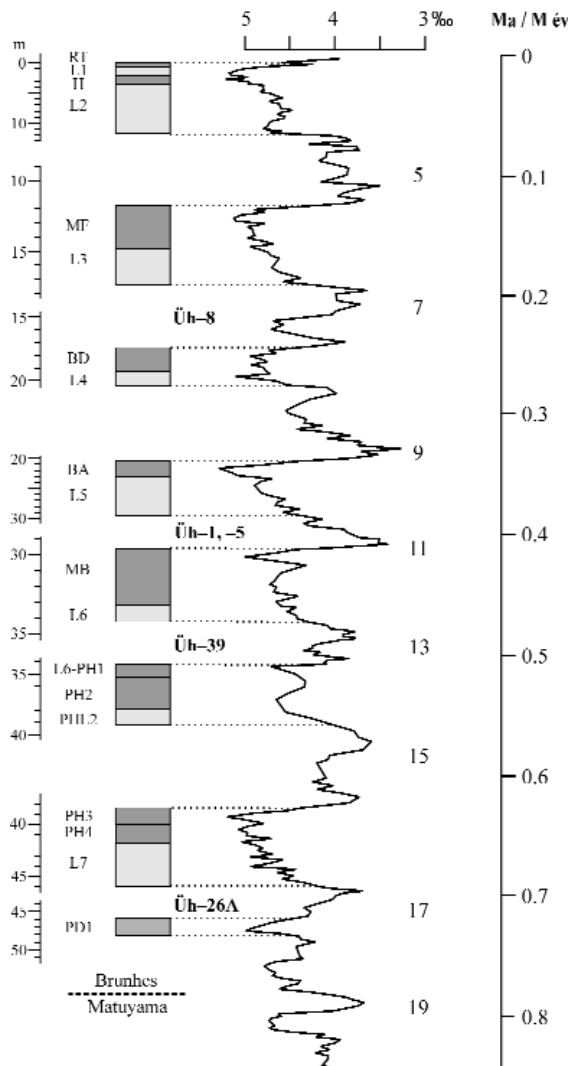


Figure 13. Temporal position of the slope sediments (in the column of the Borehole Üvegghuta Üh-22 [Figure 10])

13. ábra. A lejtőüledékek időbeli helyzete (az Üvegghuta Üh-22 fúrás rétegsorához [10. ábra] viszonyítva)

All these indicate that the three different traces of the cut and fill stages (hiatuses, slope sediments, valley-fill sediments) display very weak correlation over time. Since a regional event of this type should be represented uniformly in the phenomena, it can be supposed that there was no regional cut or fill stage in that area.

The magnitude of the cuts between the fill stages can be measured as the height difference between the valley sediments having different ages:

—first stage (before L7)—? (the bottom coincides with that of the initial cut);

—second stage (before L5 or L4)—15–20 m;

—third stage (before L2)—10–15 m.

An independent question centres upon what was happening in the valleys during the loess accumulation. It can be supposed that in the periods of loess sedimentation, the matter of loess falling on the valley bottoms (as on hilltops) disappeared without any trace since the valley-filling, gravelly-sandy sediments almost everywhere lie on

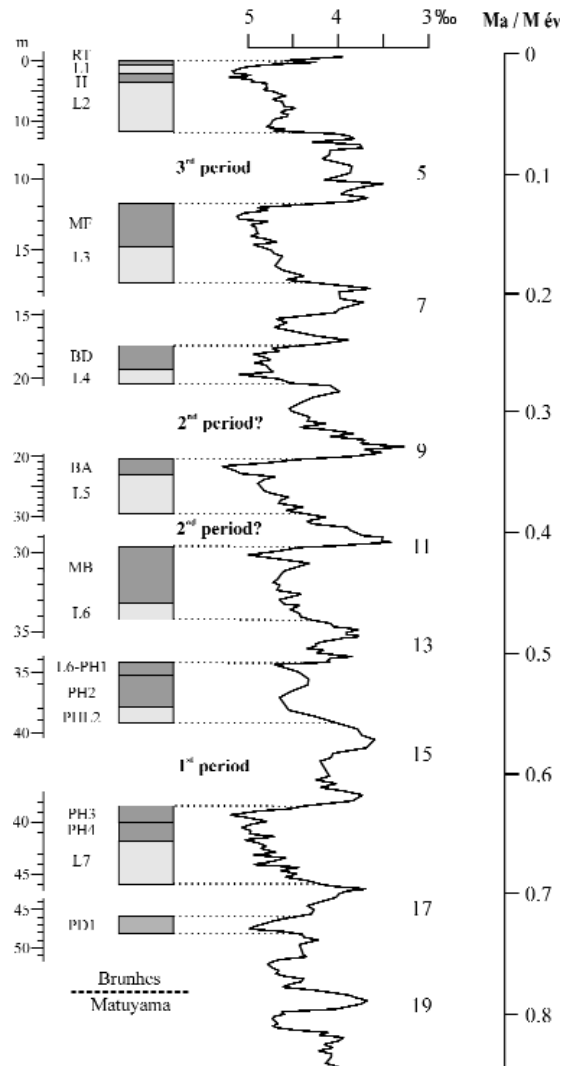


Figure 14. Temporal position of the valley fills (in the column of the Borehole Üvegghuta Üh-22 [Figure 10])

14. ábra. A völgyfeltöltődési szakaszok időbeli helyzete (az Üvegghuta Üh-22 fúrás rétegsorához [10. ábra] viszonyítva)

pre-Cenozoic sequences, not on loess. This “disappearance” could have taken place in the periods with more precipitation and even during the heavy rains; the latter could have interrupted the falling of the dust and could have even removed it. In other words, the major valleys existed during the whole period of the loess accumulation on the hilltops.

Summary

Below, conclusions on the Pliocene–Quaternary and Quaternary development, on the loess sedimentation, on the uplift history, and on the valley formation will be given.

In the **Pliocene–Quaternary development** the decisive process was the uplift of the Mórág Block. This uplift was slowed down around 800 ky B.P., but it did not cease. The uplift was accompanied by weathering and erosion. Of the soils—the final products of weathering—in each period

only that which was formed in the directly preceding period was preserved.

During the **Quaternary development** the decisive process was the strong temperature oscillation. In the cooling-down periods loess was precipitated, while in the warming-up periods erosion, weathering and soil formation (from the previously sedimented loess) took place.

The **loess sedimentation** can be characterised as follows. In the cooling-down periods the loess matter—similarly to the surrounding areas—also fell on the Mórógy Block. Here, however, this matter did not accumulate but was eroded when the uplifting was fast. The loess accumulation commenced when the uplifting slowed down. The loess appears to have sealed the last soil.

The actual loess accumulation adds up to a maximum of that which occurred during half of the loess generation period. Due to the strong erosion during the hiatuses the preserved loess beds only represent a part of that half.

In the **uplift history** the most important element is the fact that the uplift was a dome: the top of the dome was uplifted faster than its slopes. At the top of the dome the loess accumulation commenced later than on the slopes, and throughout the whole time more of each loess bed was eroded than on the slopes.

The **valley-forming** can primarily be characterised by the existence of valleys at the commencement of the loess sedimentation and by their preservation during this process. There were two independent components of valley formation: one of them was the cut of the valley bottoms and the other was the increase of the height of the surrounding hills, both relative to the basement surface. The independence of the two components is exhibited by the fact that they took place in opposite periods of the temperature oscillations: the cut in the warming-up periods, the increase of the hill heights in the cooling-down ones. The ensemble of them produced the present-day morphology.

It has to be pointed out here that the statements above are not based on laboratory analyses but on columns studied by geological and geophysical methods. It is possible that with modern laboratory methods the ages of the individual loess and soil horizons could be more precisely determined. However, given the present state of the drill cores there is no possibility to perform, for example, thermoluminescence analyses. Furthermore, the application of other methods would also probably meet difficulties. At the same time, the stratigraphic subdivision obtained *is in good correlation with the synthesis based on laboratory analyses* (GABRIS 2007). Therefore the conclusions above can at least be assumed to carry a high degree of reliability.

Practical Consequences

In the correlation of loess sequences and the construction of geological cross-sections in loess-covered areas the fundamental question is: what can be considered as a geological unit? Geological units are at the same time

geohistorical units. In loess sequences an ensemble of a loess bed and a covering-soil bed (which was formed from the loess) should be considered as a geohistorical unit. The absence of loess between two soil beds only means that the loess within the upper bed was completely transformed into soil. The geohistorical boundaries should be located onto the unit boundaries, *i.e.* onto the bottom of the loess beds or—what is equal—onto the top of soil beds. (In the case of loess, between two soil beds only the second criterion can be used.)

The lower boundary of soil with loess fixes the final position of an alteration front (Figure 9 A), which migrated down over time. This position primarily depends on how much of the loess bed was preserved after the erosion and before the soil formation. The position of this boundary fixes the same moment in different sequences: *i.e.* the termination of the soil formation due to a climatic change. The position of this boundary (“metasomatic front”) relative to the material of the loess (stratigraphical column) is completely accidental: that is, it can fall onto various levels of the same bed (loess) that was accumulated in the same period.

Consequently, the formation mechanisms of the boundaries of the loess and soil beds are different in loess sequences due to the different formation mechanisms of these beds. Accordingly, in correlation sketches and geological cross-sections these boundaries should be drawn differently. Furthermore, with respect to geological correlation sketches and geological cross-sections, it is of primary importance to determine which boundary is regarded as stratigraphic and why.

In loess sequences the geohistorical boundaries should be considered as stratigraphic: above them further sedimentation takes place (such as in “normal” sedimentary sequences). Accordingly, in the correlation of loess sequences—and in the construction of geological cross-sections of loess-covered areas—the bottom of the loess beds should be traced, and the geological cross-sections of loess-covered areas should be constructed as shown below (Figures 5–7):

1. On the basis of the type and succession of the soil beds, it should be made absolutely clear which units (sections) of different stratigraphical columns can be correlated.
2. The upper boundaries of the soil beds (*i.e.* lower boundaries of the overlying loess beds) should be set off as stratigraphical boundaries.
3. In the case of a soil bed that has dropped out, the bottom of the loess bed (above the preserved soil bed) should be connected with the bottom of the loess bed which is in the place of the soil bed which dropped out.
4. Lithological boundaries of the more complete column should be led to the stratigraphical boundary (Items 2 and 3) to show which unit wedges out.

Correlation sketches and cross-sections clearly demonstrate the stratigraphical relationships, the important elements which are the wedging-outs, and the unconformities.

Acknowledgements

The authors are obliged to all those colleagues who studied in detail the Quaternary sequences:

—to Miklós Kaiser, László Koloszar, Zoltán Lantos, Árpád Magyarai and István Marsi (Geological Institute of Hungary); they logged the drill cores and mapped the area (GYALOG et al. 2006);

—to Miklós Lantos (Geological Institute of Hungary) who performed the palaeomagnetic survey (LANTOS 1994, 1997, 2003);

—to László Zilahi-Sebess (Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary) who interpreted the geophysical logs (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2000);

—to László Gyalog (Geological Institute of Hungary) who unified and correlated the borehole columns (GYALOG 2009a–c).

The concept outlined above could not have been arrived at without their work. The authors are also indebted to Gyula Gábris (Eötvös Loránd University, Budapest), for his thorough comments and advice as reviewer.

References — Irodalom

- BALLA, Z. 1997: Site exploration for low and intermediate level radioactive waste disposal, 1993–1996 (Kis és közepes radioaktivitású hulladékok elhelyezését célzó földtudományi kutatás, 1993–1996). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 1996/II*, pp. 27–45.
- BALLA, Z. 2000: Exploration and characteristics of the Üveghuta site (Az üveghutai telephely kutatása és összesítő ismertetése). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1999-ről*, pp. 59–90.
- BALLA, Z. 2004: General characteristics of the Bátaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) (A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely általános jellemzése). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003.*, Budapest, pp. 73–91.
- BALLA Z. 2009a: A Mórággy-rög helyzete (Geological setting of the Mórággy Block). — In: BALLA, GYALOG 2009, pp. 44–47 (pp. 43–46).
- BALLA Z. 2009b: Dél-dunántúli (tolnai) löszrétegsorok korrelációja a Brunhes-Matuyama határ mentén (Correlation of South Transdanubian [Tolna] loess sequences along the Brunhes-Matuyama boundary). — In: BALLA, GYALOG 2009, 13. ábra (Figure 13).
- BALLA Z. 2009c: Az Üh–22 fúrás lösz-paleotalaj egységeinek helyzete az időtengely mentén (Position of the loess-palaeosol units of the Borehole Üh–22 along the time axis). — In: BALLA, GYALOG 2009, 15. ábra (Figure 15).
- BALLA Z., GYALOG L. 2009: A Mórággy-rög északkeleti részének földtana. Magyarázó a Mórággy-rög északkeleti részének földtani térképsorozatához (1:10 000) (Geology of the north-eastern part of the Nórággy Mórággy Block. Explanatory notes to the geological map-series of the north-eastern part of the Nórággy Mórággy Block [1:10,000]). — Magyarország tájegységi térképsorozata (Regional map-series of Hungary), Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 283 p. (216 p.).
- BALLA Z., SÍKHEGYI F. 2009: A Mendei Lösz Formáció és a csuszamlásos testek fekvésintvonalas térképe (Map of the contour lines at the base of the Mende Loess Formation and at the base of the slide bodies). — In: BALLA, GYALOG 2009, 4. melléklet (Enclosure 4).
- BALLA Z., GULÁCSI Z., SÍKHEGYI F. 2009a: A prekvarter képződmények domborzati és földtani térképe (Relief and geological map of the pre-Quaternary complexes). — In: BALLA, GYALOG 2009, 3. melléklet (Enclosure 3).
- BALLA Z., GYALOG L., KOLOSZÁR L. 2009b: Alsó–középső-pleisztocén, Fenyvesetői Vörösgyag Formáció (Lower–Middle Pleistocene, Fenyvesető Red Clay Formation). — In: BALLA, GYALOG 2009, pp. 91–94 (pp. 92–95).
- BULLA B. 1956: Folyóteraszproblémák (in Hungarian, with German abstract: Flußterrassenprobleme). — *Földrajzi Közlemények* 4 [80] (2), pp. 121–141.
- FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., HAAS J., J. EDELÉNYI E. (szerk.). 1975: *A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei* (in Hungarian, translated title: *Guidelines to the stratigraphical classification, nomenclature and their practical application*). — Magyar Rétegtani Bizottság, Budapest, 32 p.
- GÁBRIS GY. 2006: A magyarországi folyóteraszok kialakulásának és korbeosztásának magyarázata az oxigénizotóp sztratiográfia tükrében (in Hungarian, with English abstract: Explanation of river terrace formation and chronology in Hungary in the light of the oxygen isotope stratigraphy).. — *Földrajzi Közlemények* 130 [54] (3–4), pp. 123–133.
- GÁBRIS GY. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között — magyarországi lösz–paleotalaj-sorozatokat és folyóvízi teraszok példáján (in Hungarian, translated title: The relation between the time scale of the Quaternary surface processes and oxygen isotope stratigraphy — according to the loess-palaeosol sequences and river terraces in Hungary). — *Földtani Közlemények* 137 (4), pp. 515–540.
- GYALOG L. 2009a: A telephely középső részén és a Nyugati-lejtakna mentén mélyült dombtetői fúrások löszösszleteinek korrelációja (Correlation of the loess sequences in the central part of the Site and along the Western Incline). — In: BALLA, GYALOG 2009, 10. ábra (Figure 10).
- GYALOG L. 2009b: A telephely Ny-i részén és attól D-re mélyült dombtetői fúrások löszösszleteinek korrelációja (Correlation of the loess sequences in the hilltop boreholes in the W part of the Site and S of it). — In: BALLA, GYALOG 2009, 11. ábra (Figure 11).
- GYALOG L. 2009c: A dombtetői nyersanyagkutató fúrások löszösszleteinek korrelációja (Correlation of the loess sequences in the mineral exploration on hilltops). — In: BALLA, GYALOG 2009, 12. ábra (Figure 12).
- GYALOG L., BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARSÍ I., PEREGI ZS. 2006: Földtani és geomorfológiai térképezés jelentése (in Hungarian, translated title: Report on the geological and geomorphological mapping). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1339.
- HABLY L. 1995: *Emlékkötet Andreánszky Gábor (1895–1967) születésének 100. évfordulójára* (in Hungarian, translated title:

- Biographical memorial of Gábor Andreánszky [1895–1967] for the centenary of its birth*. — Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest, 183 p.
- HORVÁTH I. 2009: Az Udvari Löss Formációcsoporthoz tartozó rétegtani egységeinek párhuzamosítása a nemzetközi skálákkal (Correlation of the stratigraphic units of the Udvari Loess Group with international standards). — In: BALLA, GYALOG 2009, 14. ábra (Figure 14).
- LANTOS M. 1994: A Dunaföldvár, Alsó-Öreghegy és Tengelic-Szőlőhegy feltárások magnetosztatográfiája (in Hungarian, translated title: Magnetostratigraphy of the exposures on Alsó Öreg Hill and Tengelic Szőlő Hill at Dunaföldvár). — In: SCHWEITZER et al. (1994), pp. 231–241.
- LANTOS M. 1997: Jelentés az Üveghuta 2. és 5. sz. fúrásokban végzett paleomágneses mérésekről (in Hungarian, translated title: Report on palaeomagnetic measurements in the Boreholes Üveghuta 2 and 5). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 419.
- LANTOS M. 2003: Az üveghutai fúrásokból származó minták paleomágneses mérésének értékelése (in Hungarian, translated title: Evaluation of the palaeomagnetic investigation of samples deriving of the Üveghuta boreholes). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 952.
- LOURENS, L. J., HILGEN, F. J., SHACKLETON, N. J., LASKAR, J., WILSON, D. 2004: The Neogene Period. — In: GRADSTEIN, F., OGG, J., SMITH, A. G. (eds): *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409–440.
- MARSI I., GYALOG L. 2009a: Az Udvari Löss Formációcsoporthoz tartozó általános jellemzése (Generic characteristics of the Udvari Loess Group). — In: BALLA, GYALOG 2009, pp. 101–104 (pp. 99–103).
- MARSI I., GYALOG L. 2009b: Alsó–középső–pleisztocén, Paksi Löss Formáció (Lower–Middle Pleistocene, Paks Loess Formation). — In: BALLA, GYALOG 2009, pp. 105–109 (pp. 104–108).
- MARSI I., GYALOG L. 2009c: Középső–felső–pleisztocén, Mendei Löss Formáció (Middle–Upper Pleistocene, Mende Loess Formation). — In: BALLA, GYALOG 2009, pp. 109–115 (pp. 108–114).
- PÉCSI M. 1959: *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása* (in Hungarian with German abstract: *Entwicklung und morphologie des Donautales in Ungarn*). — Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p.
- PÉCSI M. 1963: Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi közephegységekben (in Hungarian with German abstract: Fussflächen in den Ungarischen Mittelgebirgen). — *Földrajzi Közlemények* 11 [87] (3), pp. 195–212.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztatográfiai tagolása (in Hungarian with English abstract: Lithostratigraphical subdivision of the loess sequences in Hungary). — *Földrajzi Közlemények* 23 [99] (3–4), pp. 217–230.
- PÉCSI M. 1993: *Negyedkor és löszkutatás* (in Hungarian with English abstract: *Quaternary and loess research*). — Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.
- PÉCSI M., SCHWEITZER, F. (eds) 1995: Concept of loess, loess–paleosol stratigraphy. *Loess inForm* 3. — Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 96 p.
- SCHWEITZER F. 2001: A Kárpát-medence félsivatagi és sztyeppeség formálódása és a messinai sókrízis (in Hungarian, translated title: The semi-desert and steppe plain history of the Carpathian Basin and the Messinian salinity crisis). — *Földrajzi Értesítő* 50 (1–4), pp. 9–31.
- SCHWEITZER F., BALOGH J., BALOGHNÉ DI GLERIA M., BORSY Z., HAVAS F.-NÉ, JUHÁSZ Á., KIS É., LANTOS M., MAROSI S. 1994: A paksi atomerőmű körzetének földtani felépítése. Geomorfológiai kutatások dokumentációja (in Hungarian, translated title: Geology of the area of the Paks Nuclear Power Station. Documentation of geomorphological studies). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 124.
- SHACKLETON, N. J., BERGER, A., PELTIER, W. R. 1990: An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on OPD Site 677. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 81 (3), pp. 251–261.
- ZILÁHI-SEBESS, L., LENDVAY, P., SZONGOTH, G. 2000: Division of Quaternary formations and their characterisation based on physical properties at the Üveghuta site (A negyedidőszaki képződmények tagolása és jellemzése fizikai tulajdonságok alapján az üveghutai telephelyen). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről*, pp. 171–192.

Löszfelhalmozódás és völgyfejlődés a Mórággyi-rögön

BALLA ZOLTÁN, HORVÁTH ISTVÁN

Magyar Állami Földtani Intézet H-1143, Budapest, Stefánia út 14.



Tárgyszavak: felmelegedés, kiemelkedés, lehűlés, lepusztulás, mállás, negyedidőszak, paleotalaj, pliocén, talaj

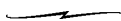
Kivonat

Tanulmányunk a pliocén–kvarter és a negyedidőszaki fejlődéstörténetet, a löszképződést, a kiemelkedéstörténetet és a völgyképződést vázolja.

A **pliocén–kvarter** folyamán a Mórággyi-rög kiemelkedésben volt, amely kb. 800 ezer éve lelassult. A kiemelkedés során a mállás végső termékét képező talaj folyamatosan pusztult, s belőle csak a löszfelhalmozódást közvetlenül megelőzően képződött marad meg.

A **negyedidőszaki** lehűlési időszakokban **lösz** képződött, a felmelegedési időszakokban lepusztulás, mállás és talajosodás játszódott le. A Mórággyi-rög területén hullott lösz mindaddig nem halmozódott fel, hanem lepusztult, amíg a kiemelkedés túl gyors volt. Felhalmozódása akkor indult meg, amikor a kiemelkedés lelassult. A lösz mintegy bepecsételte az utolsó talajt.

A **kiemelkedés** felboltozódásként játszódott le. A boltozat tetején a lösz később kezdett felhalmozódni, mint a lejtőin, és belőle itt mindvégig több pusztult le, mint a lejtőkön. A **völgyek** a löszképződés kezdetén már megvoltak. A felmelegedési időszakokban a völgytalpak bevágódtak az alaphegység felszínéhez képest, lehűlési időszakban viszont a környező dombok magassága a löszfelhalmozódás következtében növekedett. A mai domborzat e két, ellentétes és időben váltakozó folyamat együttes hatásának az eredménye.



Bevezetés

A Mórággyi-rög a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésének területe. 200-250 m-es mélységben itt, az Üveghutai-telephelyen épül a Nemzeti Radioaktív Hulladék-tároló (NRHT). A tároló helyének kijelölése és évtizedes vizsgálata (BALLA 1997, 2000, 2004; BALLA, GYALOG 2009) nyomán ez a körzet hazánkban a legjobban megkutatottak közé tartozik.

A Mórággyi-rög főleg alsó-karbon gránitokból áll, amelyeket kvarter üledékösszet fed. A kutatás során nagy figyelmet szenteltünk a kvarter tanulmányozásának. A XX. században a kvartert geomorfológusok kutatták (pl. BULLA 1956; GÁBRIS 2006, 2007; PÉCSI 1959, 1975, 1993; PÉCSI, SCHWEITZER 1995), geológusaink azt a század utolsó egy-két

évtizedéig jórészt elhanyagolták. Azóta azonban jelentős erőfeszítéseket tettek e téren is. Módszereik és hozzáállásuk értelemszerűen eltérő volt a geomorfológusokétól, ami új szemléletet hozott a kvartergeológiába. Ennek az új szemléletnek a lényege a rétegtani elvek és különösen a litosztrigráfiai fogalmak (FÜLÖP et al. 1975) következetes alkalmazása volt a löszrétegsorokra. A földtani szemlélet további specifikuma, hogy rétegsorok tagolásában és párhuzamosításában nagy hangsúly kerül a fúrásokra. Mindennek egyik produktuma a Mórággyi-rög kvarter üledékeiről kialakított kép, amelynek értelmezéséről szól tanulmányunk.

A Mórággyi-rögöt a pannóniai üledékek teljesen betakarták, kiemelkedése a környezetéhez képest a pliocénben kezdődött. A kiemelkedés szárazulati környezetben lepusztulással párosult (1. ábra).

A lepusztulás eredményeképpen létrejött felszínben (alaphegység + alsó-miocén + pannóniai) a mai völgyek alatt vályúk láthatók (2. ábra). A mai völgyek tehát prekvarter vályúk továbbmélyülésével keletkeztek.

A lösz a völgyek közötti területeken, a mai dombokon és lejtőiken látható. Ezzel összhangban területünkön két alapvető földtani szituáció figyelhető meg: egyrészt dombtetők és lejtők löszrétegsorokkal, másrészt völgyek azok nélkül. A priori nem tudhatjuk, hogy ez a különbség kezdettől fogva eltérő fejlődéstörténetet tükröz-e, ezért a dombtetők + lejtők és a völgyek történetét önállóan tárgyaljuk.

Dombok és lejtők földtani fejlődéstörténete

A dombokat és lejtőiket mindenütt lösz borítja. A lösz rétegsorait legteljesebben a dombtetőkön mélyített fúrásokban ismertük meg, a lejtőkön alig volt fúrásunk. Ezért a löszfelhalmozódás menetéről a dombtetői fúrások rétegsoraiból alkotunk képet.

A dombtetők fejlődése

A dombtetői löszrétegsorokat geológus és geofizikus kollégáink részletesen tagolták (MARSJ, GYALOG 2009a–c, ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). A tagolás földtani alapja a lösz és paleotalaj váltakozása, továbbá a paleotalajok típusa, a geofizikai felosztásé pedig elsősorban a mágneses szuszceptibilitás, de emellett a geoelektromos ellenállás és a neutronporozitás menete volt. Területünkön mind a négy hazai paleotalajtípust (alulról felfelé: vörös mediterrán talaj, barna erdőtalaj, csernozjom barna erdőtalaj és csernozjom — PÉCSI 1975, 1993; PÉCSI, SCHWEITZER 1995) felismertük, s ez lehetővé tette, hogy a löszrétegsort négy nagyobb egységre osszuk. A legfelső kivételével minden típuson belül több paleotalajszintet tudunk elkülöníteni, amelyek a hazai fő paleotalajokkal párhuzamosíthatók voltak. Kétféle, hogy a paleotalajszintek és kettes-hármas csoportjaik a mágneses szuszceptibilitás görbéin annyira jellemző menetet mutatnak, hogy a geofizikai korreláció könnyen összevethető volt a földtanival, s egyes esetekben felhasználható volt annak pontosítására is. Mindez tökéletesen megfelelt a litosztratigráfiai tagolás elveinek és módszerének.

Az egész löszrétegsor alsó határa a Brunhes–Matuyama-határ környékére és vörös mediterrán talajok tájékára esett, ugyanúgy, mint a többi megvizsgált hazai szelvényben. A zömmel kibúvásokban tanulmányozott többi hazai löszszelvénytől eltérően rétegsoraink a legmagasabb térszíni pontokon, dombtetőkön kezdődtek, így nem sok kétely lehet aziránt, hogy felülről a legfiatalabb rétegekben indultak. A rétegsorban kimutatott lösz-talaj ciklusok száma azonosnak bizonyult az ugyanezen időintervallumból ismeretes hőmérsékleti ciklusok számával. Mindebből az a következtetés adódott, hogy területünkön minden egyes nagyobb ($\approx 100\,000$ éves) hőmérsékletváltozási ciklusnak megvan a terméke lösz–paleotalaj-páros formájában,

vagyis a rétegsor a Brunhes–Matuyama-határtól felfelé első megközelítésben teljesnek mondható. Ezen belül az egyes paleotalaj-típusok kb. oda kerültek, ahol a korábbi hazai munkák (PÉCSI 1975, 1993; PÉCSI, SCHWEITZER 1995) alapján várhatóak voltak.

Ily módon 1 km^2 -en 13 fúrás és 1 ásott kútpár (3. ábra) egymástól 80–230 m-re lévő rétegsora hazánkban egyedülálló (és valószínűleg világviszonylatban is ritka) lehetőséget nyújtott nagyvastagságú, összességében folyamatos löszrétegsorok tagolására és laterális változékonyságuk tisztázására. A sűrűn lévő fúrásokon 0,6–2,5 km-rel túl eső további 8 fúrás rétegsora (ugyanolyan földtani és geofizikai adatok) ugyanazon elvekkel korrelálható volt a többivel. Ez a tisztán litosztratigráfiai módszerekkel (magdokumentáció, mélyfúrás-geofizika) konkrét területre kapott eredmény jól egyezik a felszíni kibúvások részletes anyagvizsgálati adataira támaszkodó országos összesítéssel (GÁBRIS 2007). Így valószínűleg nem tévedünk nagyot, ha úgy gondoljuk, hogy a 22 fúrás- és kútszelvényre támaszkodó rétegsorunk alapul szolgálhat a löszfelhalmozódás menetének feltárásához.

Ahhoz, hogy a löszfelhalmozódás menetét megértsük, először a löszképződés előtti állapotot kell tisztáznunk.

A löszképződés előtti állapot

A löszfelhalmozódás megindulása előtt a terület lepusztulását állandó mállás kísérte szemiárid éghajlaton (PÉCSI 1963, HÁBLY et al. 1995, SCHWEITZER 2001). A mállásnak kétféle termékét különböztetjük meg: a mállási övet és a rajta képződő talajt. A mállás során mindkettő állandóan létezik, és folyamatosan pusztul.

A mállási öv a Mórágai Gránit felső részén 20–35 m vastag. Fölötte mindenütt a gránitból képződött mediterrán talaj vagy annak közeli áthalmazási terméke települ. Ezt a talajt vagy talaj eredetű képződményt Fenyvesetői Vörösagyag Formáció (BALLA et al. 2009b) néven különítjük el.

A löszképződés kezdete

A löszképződés első jele a rétegsorban vagy lösz, vagy löszből képződött talaj megjelenése a Fenyvesetői Vörösagyag fölött. A löszképződés megindulásával a lepusztulást üledékfelhalmozódás váltotta fel. A dél-dunántúli löszök kronosztratigráfiai korrelációja (4. ábra) alapján megállapíthatjuk, hogy a régióban a löszképződés hamarabb kezdődött, mint a Mórágai-rögön.

Annak érdekében, hogy tisztázzuk, miért indul meg később a löszképződés a Mórágai-rögön, mint a régióban, vizsgáljuk meg részleteiben a lösz bázisrétegeinek helyzetét a Mórágai-rögön (5–7. ábra). Világos törvényszerűséget fedezhetünk fel: a löszbázis az aljzatdomborzat tetővidékén magasabban van, mint a lejtőkön, és minél messzebb kerülünk a lejtőn lefelé, annál mélyebbre kerül.

Így tehát a lösz felhalmozódása a Mórágai-rögön belül a magasabban fekvő területeken később kezdődik. Ezt a tényt a tágabb környezetre kiterjesztve megállapíthatjuk, hogy a löszképződés „késése” a Mórágai-rögön a környezethez képest kiemelt helyzet következménye.

Mialatt a környezetben már lösz képződött, itt még folytatódott a lepusztulás és a mállás. A lösz itteni megjelenése előtt a Mórággyi-rög szigetként állt ki a löszképződési környezetből. A löszfelhalmozódás a lejtőin indult meg, s csak később érte el a tetejét, vagyis a lösz a Mórággyi-rögöt időben fokozatosan borította be (az összkép ugyanolyan, mint egy tengeri transzgresszióknál).

A mórággyi-rögi löszképződés kezdete táján képződött rétegsorokban (4. ábra) egyazon szinten (pl. a Brunhes–Matuyama-határnál) lösz és talajt egyaránt találunk. Tudjuk azonban (PÉCSI 1993), hogy a lösz felhalmozódása hideg („glaciális”), a talajképző mállás viszont meleg (ekkor „mediterrán”) időszakot indikál. A két képződmény tehát nem jöhetett létre egy időben, hanem a negyedidőszaki ciklusos hőmérséklet-ingadozás ellentétes csúcsaihoz kötődött: a löszképződés lehülési minimumokhoz, a mállás felmelegedési maximumokhoz. Ezért azt kell feltételeznünk, hogy a dombtetőkön a mediterrán mállás a környezetben lejátszódó löszképződés alatt szünetelt. Lösz és talaj azonos szintre esése tehát nem jelent időbeli egybeesést, s rejtett hiátusok létezésére mutat a rétegsorokban.

Ebből az is következik, hogy a Mórággyi-rögön a löszképződést megelőző mediterrán mállás időben szagatott volt. A mállás és az a lepusztulás, amelyet kísért, ciklusosan erősödött fel és gyengült le (vagy szűnt meg). Egyes rétegsorokban akár több ciklus képződménye is megmaradhatott, de — az állandó lepusztulás miatt — legnagyobb valószínűséggel csak az utolsó vagy néhány utolsó.

A mállási termékekből — talajból és annak közeli áthalmozással keletkező származékaiból — álló Fenyvesetői Formáció konkrét (néhány méteres) rétegsorai nem egykorúak (4. ábra). Mindenütt a löszfelhalmozódás megindulását közvetlenül megelőző egy-két felmelegedési időszakban keletkeztek.

A löszképződés menete

A löszfelhalmozódás során a hőmérsékleti ciklusosság ugyanolyan maradt, mint előtte volt. Azzal az egyetlen eltéréssel, hogy a hőmérsékleti minimumokban (lehülési időszakokban) hulló por megmaradt és felhalmozódott. A hőmérsékleti maximumokban továbbra sem volt löszképződés, meg-megújult a lepusztulás és a mállás.

A hőmérsékleti ciklusossággal összhangban a löszrétegsorokban lösz és talaj váltakozik (8. ábra). Ez azonban a váltakozó képződmények eltérő keletkezési mechanizmusából ered. A lösz a hőmérsékleti minimumokban felhalmozódik. A talaj a hőmérsékleti maximumokban azonban felhalmozódás nélkül keletkezik. Már felhalmozódott lösz átalakulásával jön létre, képződése a rétegsorban felülről lefelé halad (9. ábra).

A talajképződést kiváltó mállást lepusztulás kíséri, amely minden bizonnyal egy-egy hőmérsékleti maximum teljes egészére kiterjedt. A lepusztulás elsősorban a lösz érintette, talaj a lösz felső részéből keletkezett. A talaj megmaradására egy-egy maximum vége felé nyílt lehetőség.

Ahhoz, hogy a folyamatról képet kapjunk, megkíséreltük ábrázolni a löszfelhalmozódást. A fentiek nyomán abból indultunk ki, hogy a hőmérsékleti minimumokban a lösz felhalmozódik, a hőmérsékleti maximumokban pedig pusztul és mállik, azaz talajosodik, vagyis felhalmozódása szünetel. Az ábrázolásnál két problémával talákoztunk. Az egyik az, hogy a görbén pontosan hova kell jelölnünk a löszképződés kezdetét és befejeződését. A másik az, hogy nem tudjuk, mennyi pusztult le egy-egy löszrétegből (a réteget a belőle keletkezett talajjal együtt számítva).

Egyik probléma megoldásához sem találtunk támogatást, ezért a következőképpen jártunk el. Elvileg egy maximum és minimum közötti határ helyzete a két csúcs értéke közötti féltávolságban (a két érték átlagának magasságában) van, ezért a löszképződés kezdeti és befejezési időpontját minden esetben a szomszédos maximum és minimum közötti „lejtő” közepére helyeztük. A második problémával kapcsolatban azt tételeztük fel, hogy nem volt lepusztulás, ezért a löszréteg(en képződött talaj) tetejét illesztettük a soron következő felmelegedési „lejtő” közepére. Megjegyezzük, hogy a „lejtők” nagy része annyira meredek, hogy az illesztési hiba többnyire elhanyagolható.

Mindkét feltevésben lehet hiba, amely az első esetben mindkét irányban felléphet, a másodikban azonban csak egyben: bármilyen lepusztulás csak lefelé szoríthatja a megmaradó löszréteg(en képződött talaj) tetejét (9. ábra B). Mindaddig azonban, amíg egyikre vagy másikkra nem születik becslés, valószínűleg megközelítésünk (10. ábra) adja a legkoherensebb képet.

Ebből a képből az következik, hogy a löszképződés időszakának a löszrétegsorok legfeljebb a felét fedik le, vagyis a löszképződési időszaknak legalább a felében nincs üledékfelhalmozódás. A löszrétegsorok alapvető tulajdonsága tehát a nagyfokú hiányosság. Az esetleges lepusztulás ezt a hiányosságot az ábrán láthatóhoz képest növeli.

Az, hogy egy-egy felmelegedési időszakban egy-egy löszréteg hányad része pusztul le, területenként változhat. Egy-egy löszréteg lepusztulása nemcsak részleges, hanem teljes is lehet. Az eltérés a különböző területek rétegsorai között attól függ, mely löszrétegek, milyen vastagságban maradnak meg a lepusztulás után.

Biztos lepusztulást ott tételezhetünk fel, ahol egész lösztalaj ciklus marad ki. Fúrású rétegsorainkban (5–7. ábra) a következő szintekben látunk ilyeneket (11. ábra):

- az L2 előtt (≈70–120 ezer éve, Üh–38),
- az L3 előtt (≈180–240 ezer éve, Üh–8, –26A, –42, M6–11A),
- az L5 előtt (≈375–410 ezer éve, Üh–1).

Legnagyobb jelentőségű a középső, de ez sincs meg távolról sem minden rétegsorban. Regionális réteghiány a jelek szerint nincs.

Minden egyes löszréteg talajjal fejeződik be. A talajképződés a lepusztulás befejezése. A talajképződés áterjedhet mélyebb helyzetű löszrétegekre is.

A lepusztulás minden bizonnyal kiemelkedéssel állt kapcsolatban, ezért a továbbiakban azt elemezzük.

Kiemelkedéstörténet

A Mórággyi-rögön a löszfelhalmozódást kiemelkedés előzte meg. A lösz „transzgresszív” települése (12. ábra) azt mutatja, hogy a löszfelhalmozódás megindulása után a kiemelkedés tovább folytatódott. Ez okozta, hogy az aljzatkiemelkedés lejtőin lefelé a löszrétegsor — és minden egyes tagja — egyre nagyobb vastagságú.

A rétegek csökkent vastagsága arra mutat, hogy a kiemelkedést végig lepusztulás kísérte. Az azonban nem világos, hogy ez a lepusztulás kiterjedt-e egyszer-kétszer a Mórággyi-rög egész területére.

A jelenlegi értelmezés szerint a hőmérséklet-ingadozási görbe minden egyes elemének megvan a megfelelő szintje, regionális lepusztulásra nem mutat semmi. Kisebb diszkordanciák a rétegsorban vannak, ezek azonban több ízben jelentkeztek, s helyi jelentőségűek voltak. Valamennyi löszréteg jelenléte arra mutat, hogy a folytatódó kiemelkedés egyszer sem érte el azt az intenzitást, amely a löszképződést megelőzően jellemző volt.

Ahhoz tehát, hogy a löszképződés megindulhasson, az kellett, hogy a Mórággyi-rög kiemelkedése az utolsó kb. 800 ezer évben lassabb legyen, mint korábban. Más szóval 800 ezer év körül a kiemelkedés lelassult.

A dombblejtők fejlődése

A dombblejtők átmenetet képeznek a dombtetők és völgytalpak között. Tanulmányozásukra azonban csak a dombtetői fúrásokban nyílt lehetőségünk (5–7. ábra). Rétegsorukban a következő szintekben észleltünk lejtőüledékeket (13. ábra):

- az L3 előtt (≈180–240 ezer éve, Üh–8),
- az L5 előtt (≈375–410 ezer éve, Üh–1, –5, –22),
- az L6 előtt (≈475–510 ezer éve, Üh–39),
- az L7 előtt (≈690–720 ezer éve, Üh–26A).

Szelvénybeli eloszlásukból következik, hogy a lejtőmozgások a löszfelhalmozódásnak szinte a kezdetétől fogva tartanak, s még a dombtetőkön is völgyek közeli jelenlétére mutatnak. Vagyis a terület domborzati szabdaltsága végigkísérte a lösz felhalmozódását.

Völgyfejlődés

Láttuk (2. ábra), hogy a nagyobb völgyek a löszfelhalmozódás kezdetekor már megvoltak. További fejlődésük bevágódás és feltöltődés váltakozásaként fogható fel.

Bevágódáshoz jelentős csapadékmennyiség kell, nagyobb csapadékmennyiség felmelegedési időszakban valószínű. A bevágódások tehát felmelegedési időszakokban játszódtak le. A kezdeti bevágódás (az aljzatomborzatban) 30–50 m, a teljes mai bevágódás (a terepdomborzatban) 100–150 m körül van.

Véleményünk szerint a völgyekben kimutatott aprókavicsos-homokos, folyóvízi üledékek feltöltődéssel keletkeztek, amely felmelegedési időszakok végén tételezhető

fel. Üledékből három feltöltődési szakasz rekonstruálható (14. ábra):

- az L2 előtt (≈60–120 ezer éve),
- az L4 előtt (≈280–330) vagy az L5 előtt (≈375–410) ezer éve,
- az L7 előtt (≈690–720 ezer éve).

A löszfelhalmozódás alatti nyolc felmelegedési időszakból tehát háromnak van völgyi üledéke. A löszrétegsorokban mutatkozó három hiátusból (11. ábra) a két gyengének (1-1 fúrásban) van megfelelő völgyi üledék, a legerősebbnek (4 fúrásban) nincs. A dombtetői rétegsorokban mutatkozó lejtőüledékek négy csoportjából (13. ábra) egynek (a legidősebbnek) van völgyi analógja, a többinek nincs.

Mindez azt tanúsítja, hogy a bevágódási-feltöltődési szakaszok háromféle nyoma (üledékhézag, lejtőüledék, völgykitöltő üledék) korban igen gyenge korrelációt mutat. Mivel ilyen típusú regionális eseménynek egyöntetűen kellene tükröződnie a jelenségekben, valószínűnek tartjuk, hogy regionális bevágódási-feltöltődési szakasz területükön nem volt.

A feltöltődési szakaszok között észlelt bevágódások az eltérő korú völgyi üledékek talpán mérhetők:

- első szakasz (L7 előtt) — ? (talpa egybeesik a kezdetivel);
- második szakasz (L5 vagy L4 előtt) — 15–20 m;
- harmadik szakasz (L2 előtt) — 10–15 m.

Önálló kérdés, mi történt a völgyekben a dombtetői löszképződés alatt. Úgy véljük, hogy a löszképződési időszakokban a völgytalpakra ugyanúgy hullott a lösz anyaga, mint a dombtetőkre, innen azonban nyomtalanul eltűnt, mivel a különböző korú völgykitöltő aprókavicsos-homokos üledékek szinte mindenütt prekainozoos képződményekre települnek, nem löszre. Ez az „eltűnés” nagyrészt a csapadékosabb időszakokban, de akár a porhullást megmeggazdító heves záporok alatt történhetett. Más szóval a nagyobb völgyek a dombtetői löszképződés alatt végig megvoltak.

Összesítés

Az alábbiakban összesítjük mindazt, ami a tárgyalásból a pliocén–kvarter és a negyedidőszaki fejlődéstörténetre, a löszképződésre, a kiemelkedéstörténetre és a völgyképződésre vonatkozik.

A **pliocén–kvarter fejlődéstörténet** meghatározó folyamata a Mórággyi-rög kiemelkedése volt. A kiemelkedés kb. 800 ezer éve lelassult, de nem szűnt meg. A kiemelkedést mállás és lepusztulás kísérte. A mállás végső termékét képező talajból minden időszakban csak a közvetlenül előtte képződött marad meg.

A **negyedidőszaki fejlődéstörténet** meghatározó folyamata az erős hőmérséklet-ingadozás volt. A lehűlési időszakokban lösz képződött, a felmelegedési időszakokban lepusztulás, mállás és talajképződés (a megelőzően képződött löszből) játszódtott le.

A **löszképződés** az alábbiakkal jellemezhető. A negyed-

időszak lehülési szakaszaiban a lösz anyaga a környezethez hasonlóan a Mórógyi-rög területén is hullott. Itt azonban ez az anyag nem halmozódott fel, hanem lepusztult, amíg a kiemelkedés túl gyors volt. A löszfelhalmozódás akkor indult meg, amikor a kiemelkedés lelassult. A lösz mintegy bepecsételte az utolsó talajt.

A tényleges löszfelhalmozódás a löszképződési időszaknak alig a felét tette ki. A hiátusokra eső lepusztulás következtében a megmaradó löszrétegek még az időarányosnak is csak egy részét képviselik.

A **kiemelkedés történetének** leglényegesebb momentuma, hogy a kiemelkedés felboltozódás volt: a boltozat teteje gyorsabban emelkedett, mint a lejtői (szárnyai). A boltozat tetején a löszképződés később kezdődött, mint a lejtőin, és a löszrétegekből mindvégig több pusztult le, mint a lejtőin.

A **völgyképződés** fontos jellemzője, hogy a völgyek a löszképződés kezdetén már megvoltak, és végig megmaradtak. Képződésüknek két, egymástól független komponense volt: az egyik a völgytalpak bevágódása az alaphegység felszínéhez képest, a másik a környező dombok magasságának növekedése a löszfelhalmozódás következtében. A két komponens függetlensége abban nyilvánult meg, hogy hőmérsékleti ciklusok ellentétes időszakában játszódtak le: a bevágódás felmelegedési, a dombmagasság növekedése lehülési időszakban. A kettő együttese hozta létre a mai domborzatot.

A fenti megállapítások mindennemű anyagvizsgálat nélkül, tisztán földtani-geofizikai módszerekkel tanulmányozott rétegsorokon születtek. Lehetséges, hogy korszerű anyagvizsgálati módszerekkel az egyes lösz- és talajszintek korát pontosabban meg lehetett volna határozni. A maganyag jelenlegi állapota azonban nem teszi lehetővé, hogy pl. termolumineszcenciás méréseket végezzünk, s egyéb laboratóriumi vizsgálatok lefolytatása is valószínűleg nehézségekbe ütközne. Ugyanakkor a kapott beosztás jó összhangban van az anyagvizsgálati eredményekre támaszkodó országos szintézissel (GÁBRIS 2007), ami reményt ad arra, hogy következtetéseink legalább nagy vonalaikban helytállóak.

Gyakorlati következtetések

Löszrétegsorok párhuzamosításában és löszterületek földtani szelvényeinek szerkesztésében alapvető kérdés, mit tekintünk földtani egységnek. A földtani egységek egyúttal fejlődéstörténeti egységek is. Löszrétegsorokban fejlődéstörténeti egységnek egy löszréteg és egy rátelepülő (belőle keletkező) talajréteg együttese tekinthető. Lösz hiánya két talajréteg között csak annyit jelent, hogy a felső egységen belüli lösz teljes vastagságában talajosodott. A fejlődéstörténeti határok az egységek határára, azaz löszrétegek bázisára, vagy — ami ugyanaz — talajrétegek tetejére esnek (talajrétegek közé zárt lösz hiányában csak a második kritérium alkalmazható).

Talaj alsó határa lösszel egy időben lefelé haladó

átalakulási front (9. ábra, A) végleges helyzetét rögzíti. Helyzete a rétegsorban elsősorban attól függ, mennyi maradt meg a löszrétegből a talajosodás megelőző lepusztulás után, a talajosodás kezdeti pillanatában. E határ helyzete egyazon időpontot rögzít különböző rétegsorokban: a talajosodás éghajlati okokra visszavezethető megszűnését. A lösz (a rétegsor) anyagához képest azonban e határ („metaszomatikus front”) helyzete teljesen véletlenszerű: egyazon löszképződési időszakban keletkezett réteg (lösz) különböző szintjeibe eshet.

Így tehát löszrétegsorokban a lösz- és talajrétegek eltérő képződési mechanizmusa következtében határaik képződési mechanizmusa is eltérő, így rétegsorok párhuzamosításában és löszterületek földtani szelvényeinek szerkesztésében azokat eltérő módon kell megrajzolni. Üledékes képződmények földtani korrelációjáról és földtani szelvényeiről lévén szó, elsőrendűen fontos, melyik határt tekintjük rétegtani jellegűnek, és miért.

Löszrétegsorokban a fejlődéstörténeti határokat célszerű rétegtanilag tekintenünk: ezek felett észlelünk további üledék-felhalmozódást (mint a „normális” üledékes rétegsorokban). Tehát löszrétegsorok korrelációjában — és löszterületek földtani szelvényeinek szerkesztésében — löszrétegek talpát kell követnünk, és löszterületek korrelációs és földtani szelvényeit a következőképpen kell megrajzolnunk (5–7. ábra):

1. A talajrétegek jellege és egymásutánja alapján tisztázunk, hogy a különböző rétegsorok mely egységei (szakaszai) vethetők össze.
2. Az azonosított talajrétegek felső (vagyis a rátelepülő löszrétegek alsó) határát rétegtani határként emeljük ki.
3. Ahol az egyik talajréteg kiesik, ott a megmaradt talajréteg fölötti löszréteg talpát kötvük össze a kiesett talajréteg helyén lévő löszréteg talpával.
4. A teljesebb rétegsor litológiai határait nekivezetjük ennek a rétegtani határnak, jelezve, mi ékelődik ki.

Az így kapott korrelációs vázlat vagy szelvény világosan mutatja a rétegtani viszonyokat, amelyek fontos elemei a kiemelkedések és a diszkordanciák.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk mindazon kollégáinknak, akik a kvarter rétegsorokat tanulmányozták:

— dokumentált és térképezett: Kaiser Miklós, Koloszar László, Lantos Zoltán, Magyarai Árpád és Marsi István (MÁFI, GYALOG et al. 2006);

— a paleomágneses méréseket kivitelezte: Lantos Miklós (MÁFI, LANTOS 1994, 1997, 2003);

— a mélyfúrás-geofizikai szelvényeket értelmezte: Zilahi-Sebess László (ELGI, ZILAHÍ-SEBESS et al. 2000);

— a rétegsorokat egységesítette és korrelálta: Gyalog László (MÁFI, GYALOG 2009a–c).

Munkájuk nélkül nem született volna meg a vázolt koncepciónk. Hálásak vagyunk Gábris Gyulának (ELTE) magvas lektori észrevételeiért és tanácsaiért.

The Hydrogeological Modelling of the Bábaapáti Site

KÁLMÁN BENEDEK, GYULA MEZŐ, ZSÓFIA SZABÓ, PÉTER MOLNÁR,
ZOLTÁN BÓTHI, TIBOR SIDLÓ, GYULA DANKÓ

Golder Associates (Hungary) Ltd., 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.



Keywords: Hungary, Móraagy Granite, hydrogeology, hydrogeological modelling, conceptual model, scale dependency, upscaling, fractures, parameters

Abstract

Since the beginning of the exploration of the Bábaapáti Site numerous hydrogeological, geological, geophysical, geochemical, etc. measurements, observations and interpretations have become available. This enormous data system provides the basis for any further studies and forecasting. In the frame of the hydrogeological conceptualisation at the site studied a hypothesis accordant with most aspects of the data system has been developed.

The conceptual model constructed for the site divides the rock volume into three hydrogeological subunits: 1) weathered granite; 2) fractured granite; 3) sealing features. Based on the recent interpretations the sealing features divide the granite into several rock blocks or compartments and inside these blocks fractured granite is located. The hydraulic communication between different compartments is limited, at least at the scale of available data and studies. On the other hand inside compartments the hydraulic connections are very strong and fast through large, high transmissivity fracture zones. As a consequence of this phenomenon the hydraulic gradient is minimal inside the individual compartments. The conceptual model developed for the site hydraulics was tested by independent geomathematical tools, since poorly understood hydraulics and concept may easily mislead the results of any models and the value of predictions made on the basis of these models may be very limited.

Based on the properties and components of the conceptual model (sealing zones, conductive fractures) several hydrogeological models have been developed. This process brought up some challenges to be solved. One of the most important ones was that most data are available at different scales. This means that data of a single scale might be misleading alone, but evaluation with other scales provided valuable information about the site hydraulics. This methodology lead to the assumption that the transmissivity values are strongly scale-dependent and potentially that there is a correlation between transmissivity and size or scale. Consequently the estimation of equivalent parameters (upscaling) is crucial in modelling studies.

The hydrogeological models have been developed in the frame of two main tasks: 1) site specific models; 2) models related to the site engineering. In both cases two modelling techniques have been applied: 1) deterministic continuum (FeFlow); 2) stochastic discrete fracture network (FracMan).

The results of these two modelling approaches suggested that the conceptual model developed for the site hydraulics is very suitable, the field measurements and observations are in accordance with the results of hydrogeological models. However, these results have also indicated that geometrical (extent, spatial distribution, core and damage zone correlation, etc.) and hydraulic (conductivity) parameters of the so-called sealing zones (faults) are only known in a limited manner. The hydrogeological models constructed describe the most important hydraulic characteristics of the Bábaapáti Site, but information about the transport processes is very limited; this lack has to be addressed in the future.



Introduction

The hydrogeological modelling can be considered as an integration of geological and hydrogeological information of a certain level of knowledge at a specific site. This kind of model is able to integrate geological, hydrogeological,

meteorological, hydrological, geochemical, etc. data of different scales from a site. However, in the program targeted to find a suitable place for the disposal of radioactive waste hydrogeological models are interim products, although hydrogeological models are also a form of conclusion of research. Their primary goal is to characterise the geosphere

module of the site safety assessment models, thus to determine the geological and hydrogeological behaviour of the site. In addition they provide parameters for safety assessment models.

In the period of research and construction of the National Radioactive Waste Repository more and newer information become available about the geology and hydrogeology of the site. This kind of new information may slightly or entirely modify or alter geological and hydrogeological concepts constructed on the basis of former data. By using the new information it is strongly recommended to update older model versions, even though the geological concept has not been changed and the new informations support former interpretations.

In the frame of the ground-based exploration ended on the 1st of September, 2003 several numerical models were constructed in order to describe the primary, undisturbed flow field of the Bábaapáti Site and to prove the suitability of the site. These models were presented in individual reports (HORVÁTH et al. 2004; BENEDEK et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003a) and in the final report of geological exploration (BALLA et al. 2003). After the demonstration of the suitability of the site the main goal of the hydrogeological modelling was to provide some input parameters for the safety assessment and to investigate the potential interaction of the flow field and the underground facilities.

After the end of the ground-based exploration the main activity of the site exploration has been below the surface, mostly along the access tunnels. In the frame of this stage

several new types of information became accessible (depression caused by the excavation, EDZ sections, data from the monitoring system, etc.), which contributed significantly to the improvement of former interpretations (BALLA et al. 2007). All of these made the updating of former hydrogeological models and the integration of new data and observations necessary.

The main source of the new information and data is located mostly along the line of the two access inclines to the National Radioactive Waste Repository. The new results of the access inclines involve data about the horizontal heterogeneity of the system, new rock types, determination of structures of special role in the flow system, new geometries, new samples, etc. In addition to the direct observations, the depression caused by the excavation of the inclines and the hydrogeological responses of the flow system indirectly suggested the presence of a compartmentalised flow system and helped to understand the geological, hydrogeological behaviour of the studied site.

The Workflow and Role of Hydrogeological Modelling

Based on the results of the geological, tectonical, hydrogeological and geophysical explorations carried out at the Bábaapáti Site (Figure 1), integrated hydrogeological models were developed earlier (TÓTH et al. 2003; MEZŐ, MOLNÁR 2003). By using hydrogeological models—based

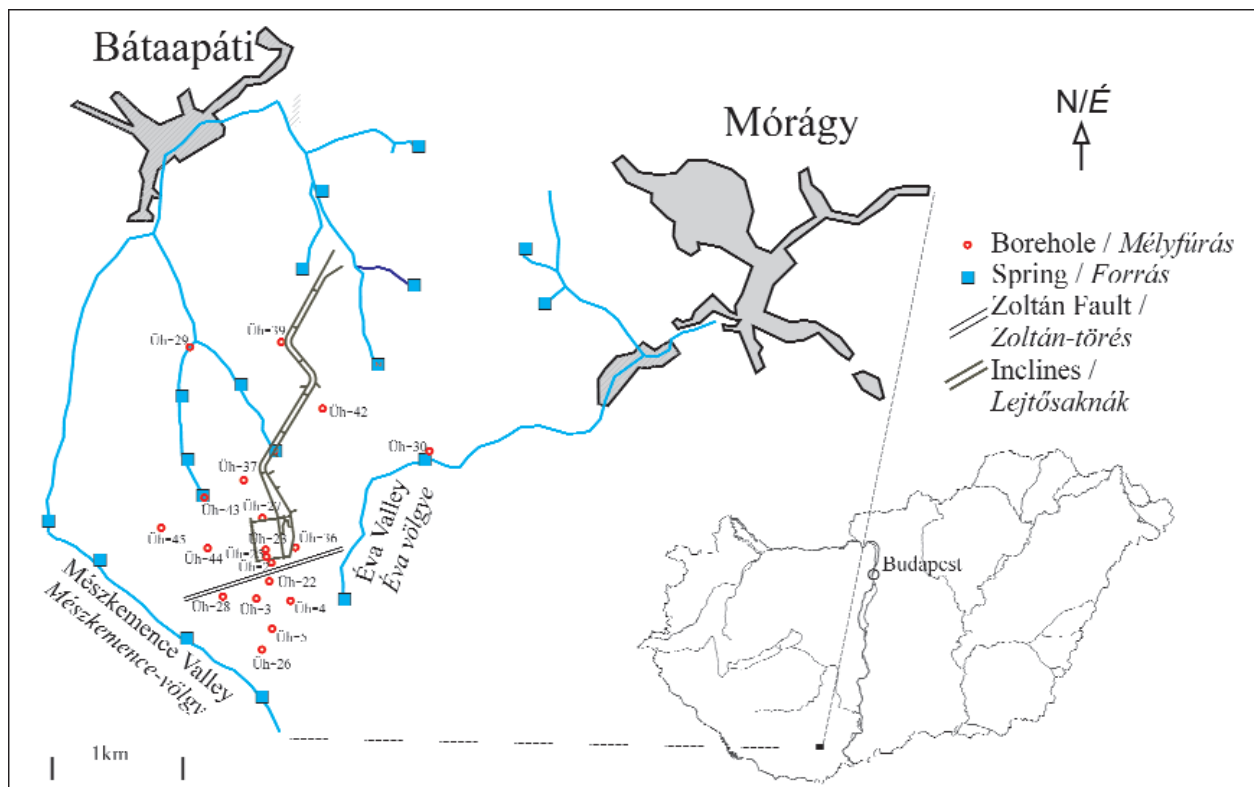


Figure 1. Generalised map of the Bábaapáti Site
1. ábra. A bábaapáti kutatási terület áttekintő térképe

on the understanding of the site and basic data available— events occurring in the future can be simulated and estimated. Besides, the results of the hydrogeological models are also necessary for the performance assessment and for the design.

The evaluation of flow and contaminant transport in fractured rocks is carried out by using different types of hydrogeological models depending on the aim of the task and the scale of the explored area. For large-scale flow systems the equivalent continuum models can be used properly, but for smaller volumes the hydrogeological fracture models are more suitable. Whether the flow system can be best evaluated by continuum models or rather by fracture models is a function of the scale and timeframe of the problem investigated.

Due to the complex, multi-factorial processes taking place in the groundwater flow systems different computer codes can be applied. Since certain codes are more suitable for tackling tasks occurring during modelling or investigating certain problems, several codes with worldwide application and acceptance have been used for the modelling activities. Within the investigation framework of the Bataapáti Site three codes have been used: ModFlow at the Hungarian Geological Institute, FeFlow and FracMan at Golder Associates. In addition also some specific codes have

been applied (in case of reactive transport calculations CrouchFlow was used, BENEDEK et al. 2008b).

At the same time, the experience coming from previous years showed that it was always a problem how the models and their results developed in different environments and scales connect to each other and how they complement each other and also how the results can be utilised for the evaluation of the entire site. To make the connections between the different tasks carried out by the hydrogeological modelling more transparent for both the experts and for the readers, a figure showing the structure and the workflow of hydrogeological modelling has been compiled (Figure 2).

As with all modelling tasks the hydrogeological modelling also starts with the processing of the available knowledge, pieces of information and interpretations (Figure 2). Four basic sources of information have been used for the hydrogeological modelling:

- geophysics (seismic, inflow measurements, borehole television interpretations, radar, etc.);
- geology (petrology, evolution, geological mapping and so on);
- hydrogeology (single borehole and multiple borehole measurements, hydraulic potential profiles, interference tests, water balance, flow measurements, hydrogeochemistry, etc.);

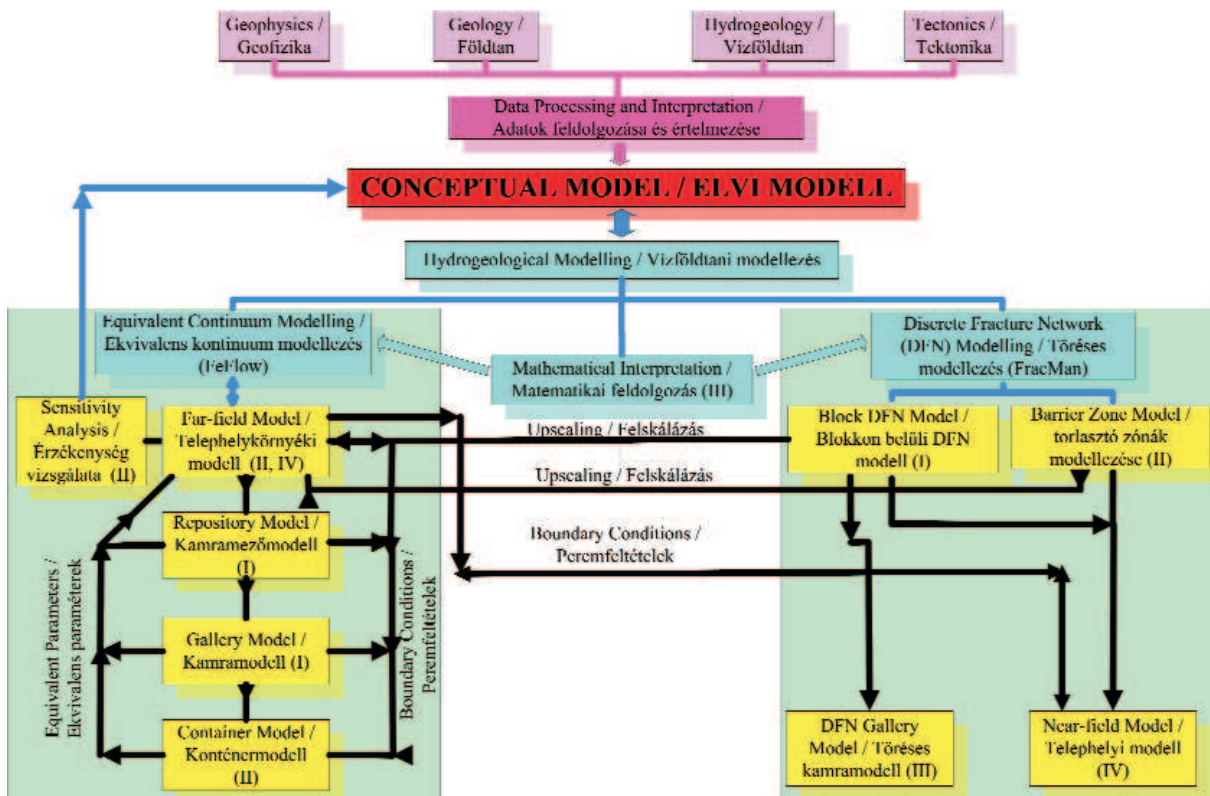


Figure 2. Workflow of the hydrogeologic modelling

Codes indicate references for the source reports: I—BENEDEK et al. 2007, II—BENEDEK et al. 2008a, III—BENEDEK et al. 2008b, IV—BENEDEK et al. 2008c

2. ábra. A modellezés folyamata a bataapáti kutatás keretében

Római számok – a különböző kötetekben megjelenő modellek: I—BENEDEK et al. 2007, II—BENEDEK et al. 2008a, III—BENEDEK et al. 2008b, IV—BENEDEK et al. 2008c

— tectonics (strike and dip of fractures, evolution, large-scale features, etc.).

Based on all the data, knowledge and interpretations a conceptual model (*see later*) describing the behaviour of the whole system is compiled. In practice the conceptual model is the essence of the whole process since it determines the process of modelling and the methods applied during it. MEYER et al. (2004) give the following definition for the conceptual model: „the conceptual model is a hypothesis or interpretation about the behaviour of the system to be modelled and of the connection between the components of the system”. It is worth emphasising that if the conceptual model is not correct—based on the same input data—absolutely misleading results can be obtained. Utilising this perception the literature puts even more emphasis on the fact that not only the uncertainty of the available parameters, measurements and data shall be considered during modelling tasks but also the uncertainty arising from the interpretations and work hypothesis (“human factor”; MEYER et al. 2004).

After the development of a proper conceptual model the hydrogeological modelling process is started (*Figure 2*). It is worth noting that the hydrogeological model is not only a consequence of the conceptual model but it also has a strong effect on it and it also provides a tool for examining the concept by theoretical methods.

The hydrogeological modelling tasks of the Bábaapáti Site can be divided into three major groups (*Figure 2*):

- mathematical preparation;
- equivalent continuum modelling;
- DFN (Discrete Fracture Network) modelling.

From these groups mathematical preparation practically assists the other two (*Figure 2*). Its main goals can be determined as:

- confirming or challenging the conceptual model by using independent tools;
- spatial extrapolation of parameters, determination of spatial connections and development of spatial models.

It is worth emphasising that a brand new approach was used for the Bábaapáti Site to examine the conceptual hydrogeological model: no different, alternative models were developed and compared, but a certain conceptual model was examined using different mathematical methods.

The *equivalent continuum models* were developed in four different scales (*Figure 2*):

- site-scale model and its sensitivity analyses;
- repository-size model;
- gallery model;
- overpack container model.

It is important to note that these models are not independent from each other but that they are in a strong, continuous and two-way connection. On one hand they provide boundary conditions for the higher-resolution models, and on the other hand they provide equivalent parameter values for the lower-resolution models. A structure like this is needed for the modelling tasks as, for example, a site-scale model is not suitable for providing answers on the questions of container-scale (due to the details required for

that). This problem is also true the other way round. It is worth noting that the results and experiences coming from these models can and do have an impact on the conceptual model.

The *DFN modelling* can be divided into two parts based on the conceptual model used for it:

- investigation of heterogeneities within blocks;
- investigation of the barrier or sealing zones.

One of the tasks of these models is to provide input parameters for the equivalent continuum models by using some scaling procedure. The other is that based on this knowledge and results a gallery-scale and a site-scale model can be developed. Just as it was with the equivalent continuum models the information gained from these models can impact the conceptual model significantly.

The ultimate goal of the abovementioned modelling procedures is to provide proper and usable information and data for the performance assessment. This may mean not just to provide actual calculation results (like dilution, transport time) but to influence significantly also the concepts and developments utilised for the performance assessment. The procedure shown in *Figure 2* demonstrates this aspect and it has been created by considering the actual questions coming from the performance assessment.

The results of the workflow shown in *Figure 2* are published in the reports on the hydrogeological modelling tasks carried out within the framework of the Pre-Operational Performance Assessment and Pre-Operational Performance Report II. (MEZŐ, BENEDEK 2007; BENEDEK et al. 2007, 2008a–c; MEZŐ 2009; BENEDEK 2009). In this paper only some selected results of the *site-scale* FeFlow and the *site-scale FracMan* models are presented.

Data Used

During the hydrogeological modelling process answers or estimates have had to be given in response to several questions for which different data could have been used. The aims of the modelling process and the questions given for the models could be divided into two major groups:

- site-specific tasks (for example site-scale models, estimation of fracture parameters, migration pathways, location of barrier zones, etc.);
- tasks connected with the construction of the repository (examining elements of the EBS—Engineered Barrier System, development of gallery- and repository-scale models, etc.).

For the first group of tasks the results coming from borehole and EDZ (Excavation Damaged Zone) measurements and calculations (transmissivity) carried out by the experts of Golder Associates Hungary Ltd. (MOLNÁR et al. 2003a–h, 2006b; ÁCS et al. 2003a–d) and borehole television (BHTV) measurements carried out in boreholes by Geo-Log Ltd. (SZONGOTH, GALSA 2003) were considered. The borehole radar measurements carried out by the Hungarian Geophysical Institute at the Bábaapáti Site were also taken into consideration (PRÓNAY 2003). The

determination and hydrogeochemical interpretation of water sample compositions coming from the boreholes were carried out by HORVÁTH et al. (2003) and SZŐCS et al. (2006). For the interpretation of volumes between boreholes the interference tests carried out by Golder were also considered (BRADLEY et al. 2000; ÁCS et al. 2003b–d; BENEDEK et al. 2003c; MOLNÁR et al. 2006a). The results of the surface seismic reflection measurements were summarised by PRÓNYAY et al. (2003). The results of measurements and other explorations carried out within the sub-surface geological explorations and their interpretations were published by MOLNOS et al. (2006) and BALLA et al. (2007).

For the modelling of the second group of tasks a very limited amount of site-specific data was available as the construction of the investigated engineered elements is to be carried out after the modelling process. This means that the primary objective of these hydrogeological modelling tasks was to provide information on the optimisation of the engineered barrier system. Consequently, the hydrogeological modelling was always about developing all versions of the model with reasonable parameter intervals (for the hydraulic conductivity, for example, BENEDEK, DANKÓ 2009). Most of the models within this group of tasks were so-called generic models where the main goal was to understand the hydrogeological behaviour of the system, and therefore they had a lot of simplifications.

Conceptual Model

The hydrogeological (or hydrostratigraphical) units of a model are subunits of a rock domain in which different hydraulic parameters can be considered as constant. It is important to note that hydrogeological units do not necessarily coincide with geological units: a hydrogeological unit may involve several geological units and vice versa. This feature is an attribute of the site studied. The understanding and detailed description of hydrogeological

units and their parameter space—all of these together are the conceptual model—determine the flow system, consequently they strongly influence the validity and certainty of the model predictions. The conceptual model presented here is summarised by BENEDEK et al. (2009).

The interference tests carried out in several boreholes (BRADLEY et al. 2000, ÁCS et al. 2003 a–c) and the results of the monitoring system operating at the site (BENEDEK et al. 2003b) indicate that the rock domain studied can be divided into several hydraulic compartments with very limited hydraulic communication (BALLA et al. 2003 and Figure 3). However, based on field observations, inside individual compartments the hydraulic connections and responses to water pumping are very strong and fast at the scale of some hundred metres (BENEDEK et al. 2003b). Based on the data available from the site the flow system is compartmentalised at two different scales:

- small-scale (1–5 m) hydraulic head scattering appearing inside the hydraulic compartments (BENEDEK, MEZŐ 2005);
- larger-scale (5–25 m) hydraulic jumps observed exclusively at the interface of two different, hydraulically isolated compartments (*see later*).

Three different sources can be made responsible for the recharge of compartments (*Figure 3*):

- flow through the so-called sealing features (faults);
- precipitation;
- overflow over the top elevation of a sealing feature in case the water level in the upgradient compartment is higher than this elevation.

On the other hand, there are two different ways to discharge compartments:

- minimal flow through the sealing features;
- overflow over the top elevation of a sealing feature; this process may result in the elevation of sealing features determining the maximum water level or hydraulic head inside a compartment;
- discharge at the surface.

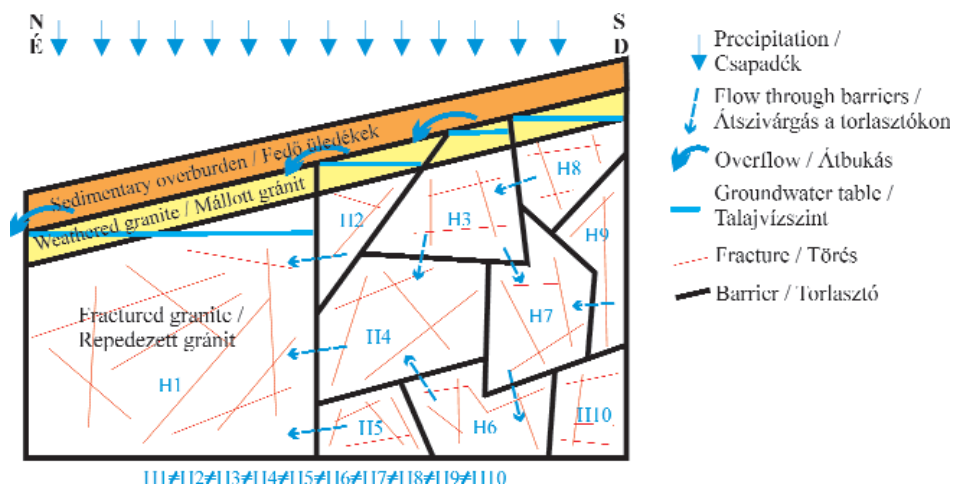


Figure 3. Hydrogeologic concept for the Bábaapáti Site
3. ábra. A bátaapáti kutatási területi elvi vízföldtani modellje

At the boundary of different compartments with limited hydraulic communication boreholes penetrated strongly tectonised, sheared fault zones (sealing zones) with intense mineral alteration and formation of clay minerals (BALLA et al. 2003). The total penetrated thickness of these boundary zones is 2–20 m, but it is important to note that they are often built up from several parallel zones (TÓTH et al. 2003). However the extent of these zones is unknown. Only on the basis of some hydrogeological observations can several hundred metres or even some kilometers be estimated for their extent. The recent tectonic interpretation of the site assumes a lateral strike-slip origin for these zones (BALLA et al. 2007). Based on the results of former hydrogeological models (TÓTH et al. 2003) it is highly probable that the large-scale hydraulic jumps observed along the head profiles of individual boreholes can be related to these zones of very low hydraulic conductivity (1×10^{-12} m/s). Another basic field observation was that inside individual compartments the hydraulic head estimated is almost uniform with very small scattering (Ács et al. 2003a–c).

Field studies have indicated that the general frequency of hydraulically separated compartments is higher in the southern part of the site (south of the Zoltán Fault), but in the north a relatively large, uniform block can be assumed (Figure 4). BALLA et al. (2003), BENEDEK et al. (2003c) and BENEDEK, MEZŐ (2005) have presented the list of individual compartments and their boundaries on the basis of different studies and interpretations. The position of potential sealing features has been published by MEZŐ, BENEDEK (2007) by using hydrogeological observations and modelling results. *Figure 4* displays the sealing features on the site map by applying available data until December 2009 (MEZŐ 2009). The name of the most important sealing zones is also presented in *Figure 4* after MAROS (2008). TÓTH et al. (2003) suggested on the basis of some hydrogeological models that large-scale hydraulic head jumps might be related to the presence of sealing zones also in the weathered granite. Otherwise—since groundwater level is mostly located in the zone of weathered granite—upgradient compartments could provide continuous recharge into the downgradient compartment through the weathered granite, equalising the head in both compartments.

Based on field measurements and observations, within hydraulic compartments highly and less transmissive zones can be distinguished (MEZŐ 2009; BENEDEK 2009). The lessons learned during the excavation of underground tunnels refer to the non-heterogeneous character of the granite studied and highly transmissive features are concentrated along zones, but less transmissive rock domains between them. The location of observed and suspected zones is displayed in *Figure 4*.

Based on the conceptual model applied at the site (*Figure 3*) three different hydrogeological units can be distinguished in the saturated zone:

- weathered granite;
- fractured granite;
- sealing features (faults).

The Significance of the Conceptual Model

Former models (before 2006) did not consider the significant compartmentalisation of the Site and the effect of the E–W striking barrier zones. Under such conditions—according to the knowledge of that time and despite the fact that the calibration of the model was adequate—all the flow paths ran towards Bátaapáti in NNW direction (MEZŐ, MOLNÁR 2003a). All this means that a properly calibrated model does not necessarily provide reasonable results, close to the reality.

The uncertainty arising from the spatial limitation of available information—according to the present knowledge—can be significantly reduced if an integrated conceptual model can be developed, which does not contradict the pieces of information, observations available from the site, and at the same time which reproduces the geological and hydrogeological phenomena known to exist at the site. MEZŐ and BENEDEK (2007) developed a hydrogeological model based on the conceptual model introduced earlier in the text, which—at least adequately for the site—reproduces the conditions of the groundwater flow system in its primary (without intrusion) state relatively well. BENEDEK et al. (2008c)—based on the information coming from tunnel driving—modified this hydrogeological model and declared that on the knowledge level available at that time it was impossible to develop a single hydrogeological model without contradictions. The spatial distribution of the static (primary) hydraulic heads could be reproduced with an adequately low margin of error by four, very different versions of the model. The authors came to the conclusion that based on the geological and hydrogeological knowledge level of that time there was not a single model version, which could have been proclaimed to be more reliable than the others if only the agreement of static heads was investigated during model calibration. Decreasing the number of potential model versions was thought to be possible only if further (mainly time-dependent, transient hydrogeological) pieces of information were considered.

The conceptual model described in the previous chapter shows very good agreement with most of the hydrogeological observations. Nonetheless, it is worth mentioning that there is not enough information to define most of the barrier zones deterministically. The location, extent, hydrogeological parameters and the connection between barriers and highly conductive features is not yet known. Most of the information is available for the part of the site which has been explored by boreholes and which has been presented in detail by earlier hydrogeological reports. These pieces of information, appended by the experiences of the tunnel driving activities, have always been included in the model if it was possible.

Within the framework of the Bátaapáti (Üveghuta) exploration—in contrast with the approach described in the international literature—significantly different conceptual models of the same value were not developed but rather the

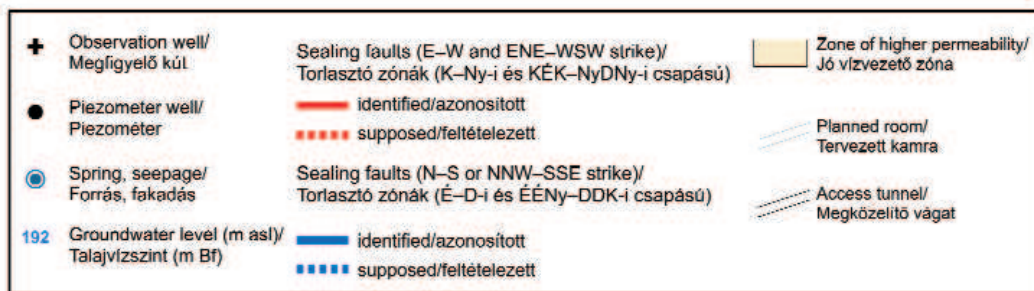
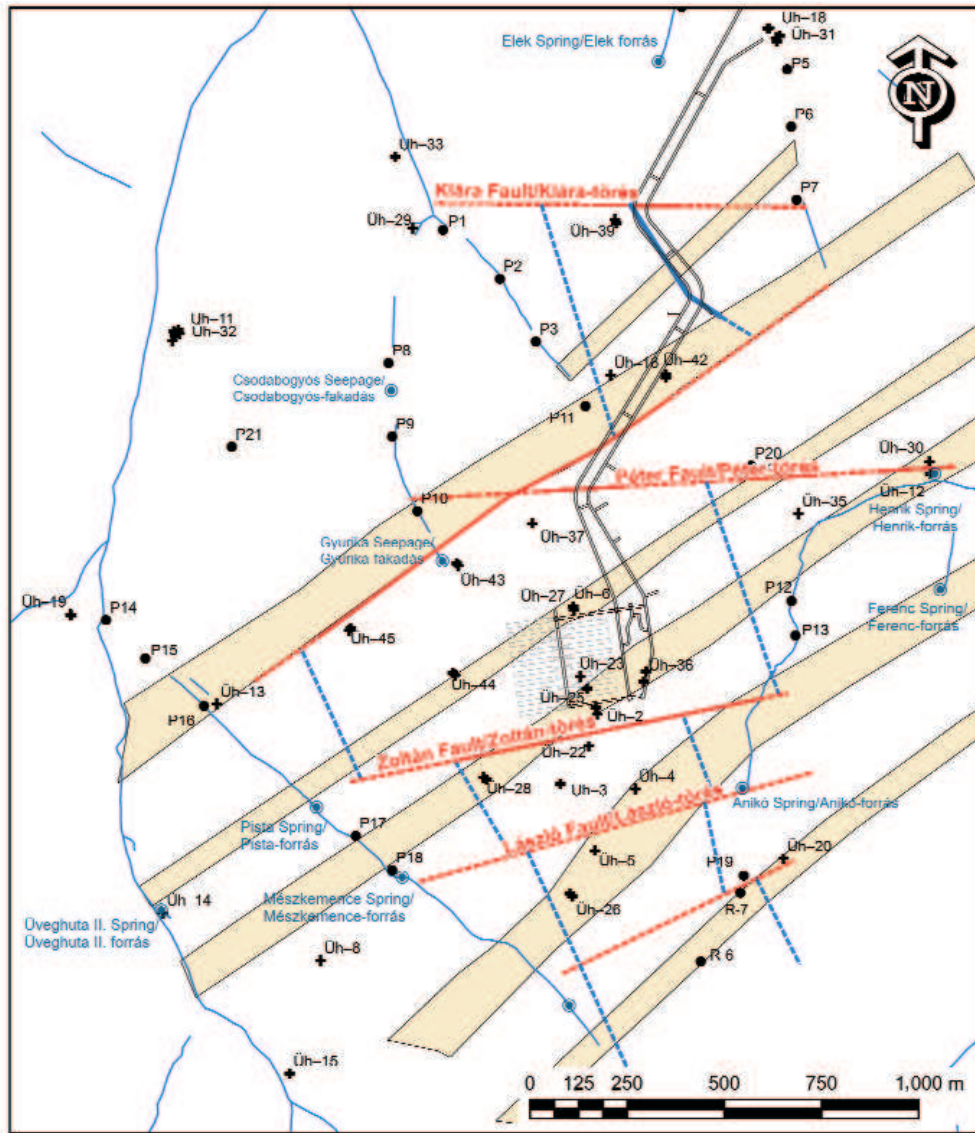


Figure 4. The hydrogeologically most important structural elements at the site
4. ábra. A telephely környezetének fontosabb vízföldtani szerkezetei a gránit felszínén

concept and work hypothesis described in previous chapters were tested with different mathematical tools. The investigation of the conceptual model with such—geomathematical—methods was described by BENEDEK et al. (2008b). It is worth emphasising that during these tasks only the hydrogeological conceptual model was investigated.

During the investigation of the conceptual model it could be stated that the hydraulic head is the only one among the investigated parameters based on which the individual blocks separate from each other and at the same time, regarding the other parameters investigated, no significant differences could be observed between the blocks. This is also true for transmissivity and this means that it is not the

variability of hydraulic conductivity within the blocks that causes the compartmentalisation of the flow system. One of the important conclusions of the comparison of the individual hydrogeological blocks was that no spatial trends could be identified based on the investigated parameters.

Hydrogeological Modelling

Scale-dependent Behaviour of Hydrogeological Data

After the elaboration and testing of the conceptual model the available site-specific hydrogeological data have been analysed.

The different, yet complementary approaches (FeFlow and FracMan) employed throughout the modelling process need to involve similar hydrogeological properties, such as hydraulic conductivity/transmissivity and porosity/aperture. However, based on international experience, one can observe that the usability of hydrogeological data depends on the scale of the observations. A typical example is the observation of discontinuities within rock mass at several scales. Discontinuities can be studied at the scale of thin sections, excavations and seismic sections. At the scale of thin sections one can observe only small fissures; a thin section would never provide information about fractures with length of several metres or faults with length of several hundreds of metres. The same applies for larger scales, since microscopic fissures cannot be observed by visual perception due to the limited resolution of human eyes.

However, the integration of data at different scales could provide essential information about the behaviour of the whole system. The present work demonstrates the scale-dependent behaviour of two datasets, namely the length of fractures and the transmissivity; however, the same principle applies for other kinds of data, e.g. orientation, frequency, aperture and spatial pattern.

For the analysis of the distribution of fracture lengths the following datasets were used:

- geological and tectonics documentation of the trenches A1 and A2 (BALLA et al. 2003; GYALOG et al. 2003);
- borehole radar measurements (PRÓNAY 2003);
- data of 2D seismic survey (PRÓNAY et al. 2003);
- geological and geotechnical observations in the access tunnels (MOLNOS et al. 2006).

On the basis of the above data the complementary cumulative density function of fracture trace lengths was constructed in order to compare the observation with data available from different sources (BENEDEK, MEZŐ 2005). The distribution functions were normalised by the extent of the observation, so the data of different scales could be comparable (see Figure 5). Figure 5 shows a good match of data observed in the access tunnels with those observed in trenches A1 and A2 and with data of different geophysical (borehole radar, seismic) surveys. The goodness of match is defined by the similarity of the slope of the cumulative density functions. It is visible that the normalisation makes fractures of different scales comparable and the dots representing several cumulative density functions fit to a well defined straight line. One can observe, however, that every function deviates from a straight line towards small

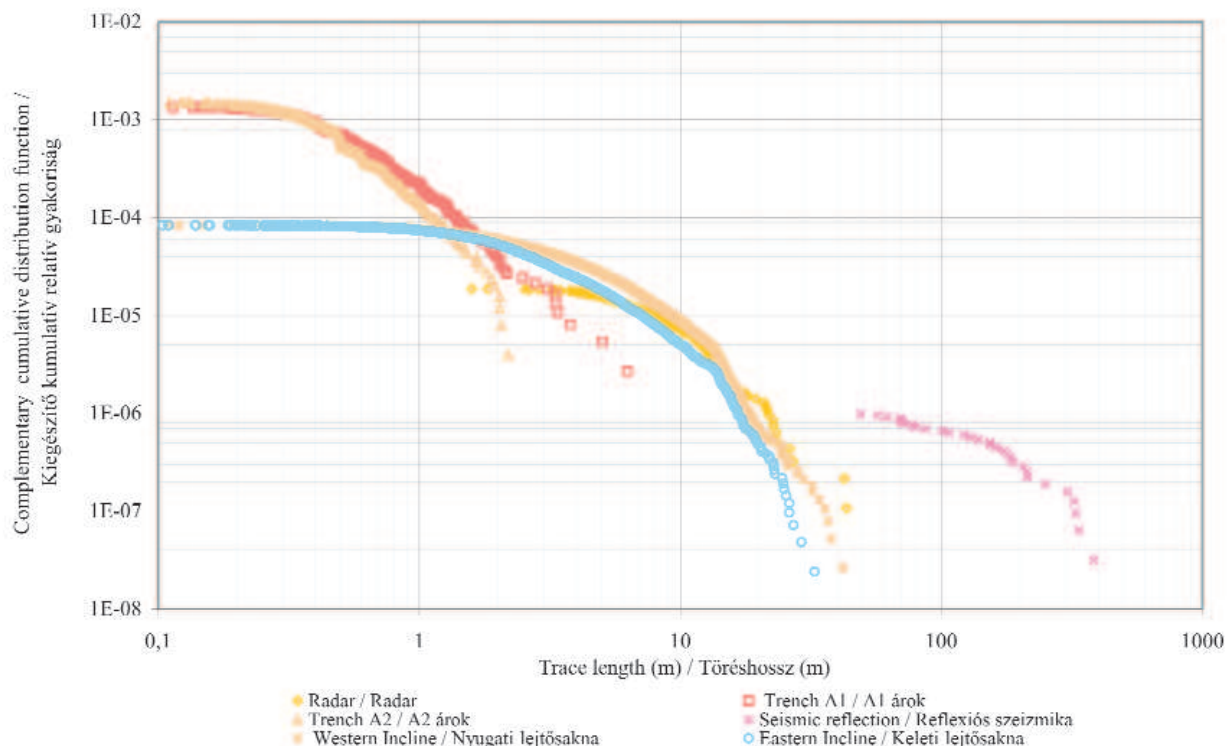


Figure 5. Complementary cumulative distribution function of trace lengths of different sources

5. ábra. A különböző léptékben rendelkezésre álló töréshosszadatok kiegészítő kumulatív relatív gyakorisága

and large scales. This effect is called censoring; it is the result of erroneous size estimation, for example fractures of smaller length than those which can be observed at the given resolution are under-represented and, the size of fractures larger than the extent of observation cannot be determined. The statistical properties of the fracture size distribution can be determined by the slope of the middle, straight line, section of the cumulative density functions. Since the cumulative density functions are plotted on log-log axes, the fracture sizes follow a power law distribution over several magnitudes. The power law distribution suggests that within a distinct rock mass one can observe relatively few large fractures, while the smaller the size of fractures, the larger the frequency expected.

The hydraulic conductivity or transmissivity of the granite at the Bátaapáti Site could be determined from three different sources:

- single-hole hydraulic tests conducted in boreholes drilled from the surface or from the access tunnels (BALLA et al. 2003; BALLA et al. 2007);
- hydraulic tests conducted in boreholes drilled in a fan-like pattern in order to study the hydraulic and mechanical behaviour of the excavation damaged zone (EDZ) near the wall of access tunnels (MOLNÁR et al. 2006b);
- cross-hole hydraulic tests conducted in boreholes drilled from the surface (BRADLEY et al. 2000; ÁCS et al. 2003b–d).

Evaluation of these hydraulic tests provided estimates of transmissivity of the host rock. Transmissivity is a scale-

dependent property for several reasons: 1) transmissivity is, by definition, directly proportional to the length of the open interval of the borehole; 2) the longer the duration of the test, the greater the probability that a large-transmissivity fracture affects the pressure history; 3) single-hole tests involve a relatively small volume of rock while data from cross-hole tests are representative of larger rock volumes.

The cumulative density distribution functions of the transmissivities estimated from the three types of hydraulic tests are shown in Figure 6. The most interesting of these is the distribution of the data from EDZ boreholes, which looks bimodal. At larger values ($T > 1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) the data for EDZ boreholes fit well the data for single well tests when the data are normalised by the length of the open section, that is hydraulic conductivities are compared (MEZŐ, BENEDEK 2007). At smaller values ($T < 1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) the deviation of the functions is remarkable. The deviation may be explained when the difference of the length of the open intervals in the different types of tests is considered: the length of the packed off interval in the surface boreholes was about 10 m, while in the case of EDZ holes the packed off interval was 0.5–1 m long. The lower mode of the distribution of EDZ data is representative of the transmissivity of the intact rock matrix ($T \approx 1 \times 10^{-12} - 1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) while the transmissivity of the connective fracture network is represented by the range of $T = 1 \times 10^{-9} - 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. The data of cross-hole tests however are representative of large fractures with the length of several hundreds of metres ($T = 1 \times 10^{-7} - 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$). The analysis of scale-dependent behaviour provided a good means of

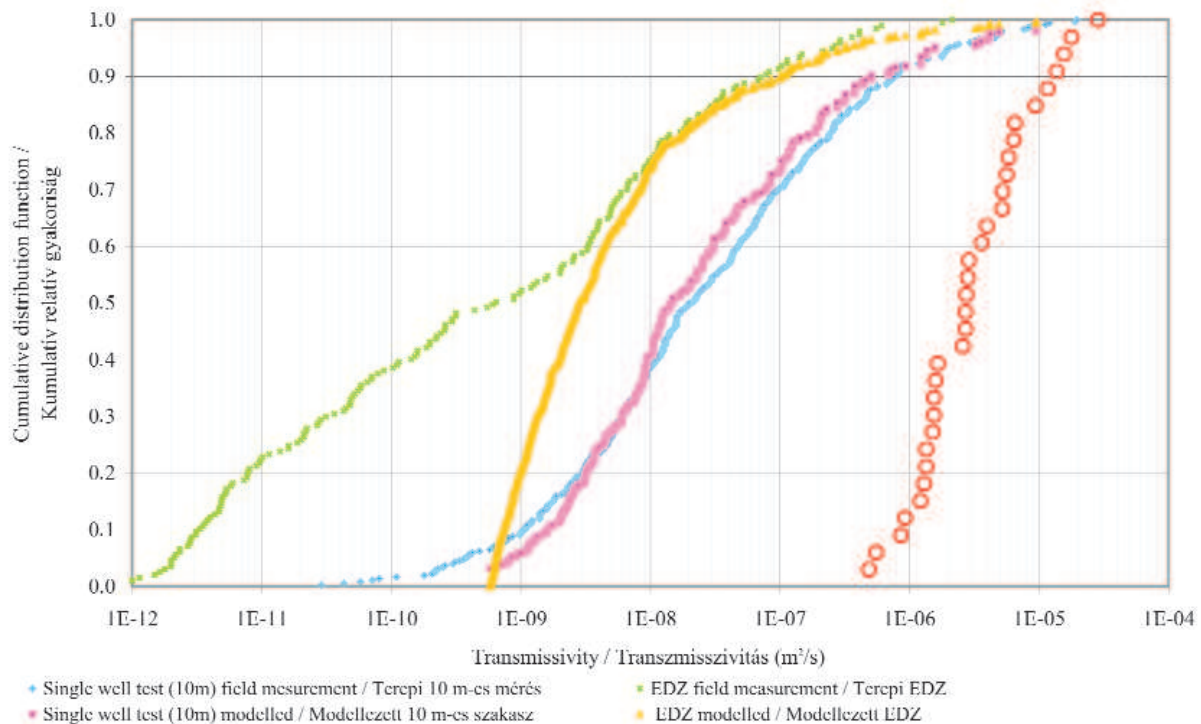


Figure 6. Comparison of measured and modelled transmissivity distributions for single well EDZ and packer interval length of 10 m

Also transmissivity values estimated from interference tests are displayed

6. ábra. A mért és számolt transzmisszivitások összehasonlítása az EDZ és a 10 m-es pakkeres mérések esetében
Feltüntetve az interferenciatesztek alapján becsült transzmisszivitási értékek

construction of a conceptual model of the fracture network within individual hydrogeological compartments (BENEDEK et al. 2009). According to the conceptual model the major hydraulic processes within each compartment depend on the network of large-size fractures with large transmissivity. The small-size fractures as well as the rock matrix play a minor role in hydraulic processes; however, in the present understanding, they have significant effect in transport processes due to the large volume they represent. The large-size features constitute a hydraulic framework for the rock mass and, due to their high transmissivity, hydraulic heads are equalised even over a distance of several hundreds of metres (as confirmed by field observations).

The two examples described above reveal the problem of scale-dependent behaviour of hydraulic properties of rocks, i.e. observations on one scale cannot provide enough information about the behaviour of the whole system. On the other hand, analysis of data available on multiple scales provides some insight into the problem of upscaling of model parameters.

The next chapters provide a comparative description of the construction of the site-scale models using different approaches such as FeFlow and FracMan.

Boundary Conditions

Boundary conditions have a major effect on the result of groundwater models. Boundary conditions link groundwater models of specified geometry to the “external world” or, if applicable, to larger-scale models. When constructing generic models the boundary conditions applied are also generic, since the purpose of these kinds of models is mainly to study the performance of some specific element of a system with simplified boundary conditions. However, for the case of site-specific models the boundaries of the modelled domain are defined by actual geographical or hydrological entities (e.g. valleys, streams), therefore auxiliary information for defining boundary conditions were used.

For the cases of far-field and site-scale modelling the lateral and bottom boundaries were considered as no-flow boundaries (BENEDEK et al. 2008 a–c; MEZŐ 2009; BENEDEK 2009), in a conservative way. The vertices of the lines of surface streams within and along the model boundaries were specified as nodes of prescribed head. The models were extended to the groundwater table therefore the intensity of net recharge through the upper boundary had to be specified; its value was 25 mm/year (BALLA et al. 2003). In the valleys of surface streams the infiltration and evapotranspiration was considered to be in equilibrium, i.e. the net flux is zero. In the FeFlow model a maximum flux boundary constraint equal to zero was employed, i.e. the prescribed head boundary conditions were kept only in nodes where the surface streams discharge the groundwater (the iterative check of water balance and automatic adjustment of boundary conditions is a built in feature of FeFlow).

The modelling of the effect of tunnel excavation was a specific task during modelling (BENEDEK et al. 2008c; MEZŐ

2009). In this case internal subsurface boundary conditions were employed. The inflow to the inclines was modelled by prescribed head nodes with head values varying in time. The elevation of the axes of the tunnels was provided by underground survey and these values were applied as prescribed heads at the nodes of the model. These boundary conditions were applied from the instant when the tunnel face actually reached that node. For this kind of boundary condition time-varying boundary constraints were applied, that is the rate of the inflow to the tunnels in each node was limited in time. The flow rate in each node was prescribed as zero before the excavation of the tunnels reached that node; after that time the constraint was released. FeFlow solves this problem by an iterative process, i.e. the water budget of a node is checked against the prescribed constraint and the type of boundary condition is adjusted if necessary. Another boundary constraint was also applied for the underground boundary conditions along the tunnels: the outflow from the tunnel to the groundwater was set to zero.

The Geometry of Models

The different approaches employed by the two modelling software packages result in different model construction. FeFlow employs a deterministic continuum approach with contiguous three-dimensional elements having deterministic model parameters. Conversely, FracMan employs the concept of a discrete fracture network where the fractures are represented by two-dimensional elements, which only contact each other at the lines of intersection. The fracture elements can have stochastic model parameters. These features indicate that the two different modelling approaches involve different model geometry and parameter allocation.

It is important to note that the same conceptual model underlie both modelling approaches. The conceptual model consists of the following major hydrogeological units: 1) weathered granite; 2) sealing features; 3) fractured rock mass within each compartment.

The weathered granite was only considered in the FeFlow model; its thickness was about 20 m.

The sealing features and highly transmissive zones were represented in the FeFlow and FracMan models as shown in *Figure 4*. The location of the sealing features could be determined at their intersection by boreholes or tunnels (*Figure 7, a*). However, away from the actual intersections the determination of the geometry of the sealing features can be highly uncertain. Keeping this fact in mind for the former FracMan-based model the geometrical properties of the sealing features were estimated, such as orientation, size, frequency, spatial pattern (BENEDEK et al. 2008a). On the other hand, as the exploration progressed, the rock volume investigated and modelled tends to be focused on a single compartment, which involves the site of the repository. Thus parametrisation of sealing features could have been neglected.

In the FeFlow-based model the fracture network inside each compartment is represented by equivalent continuum

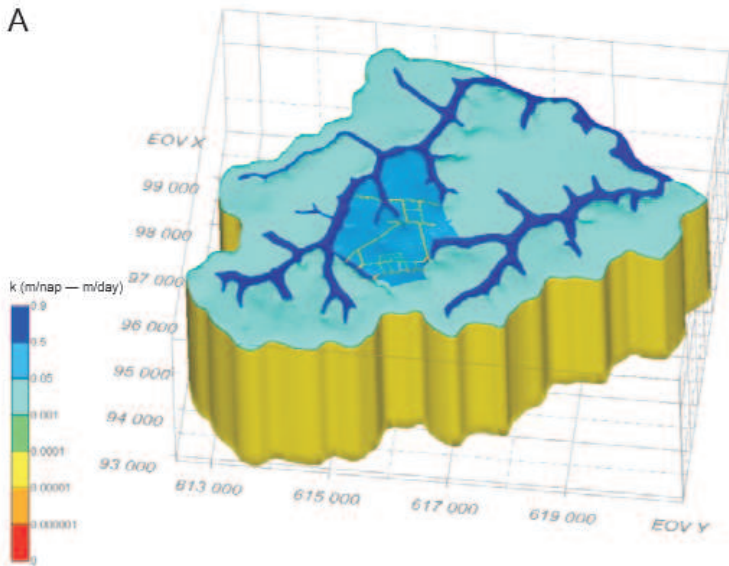
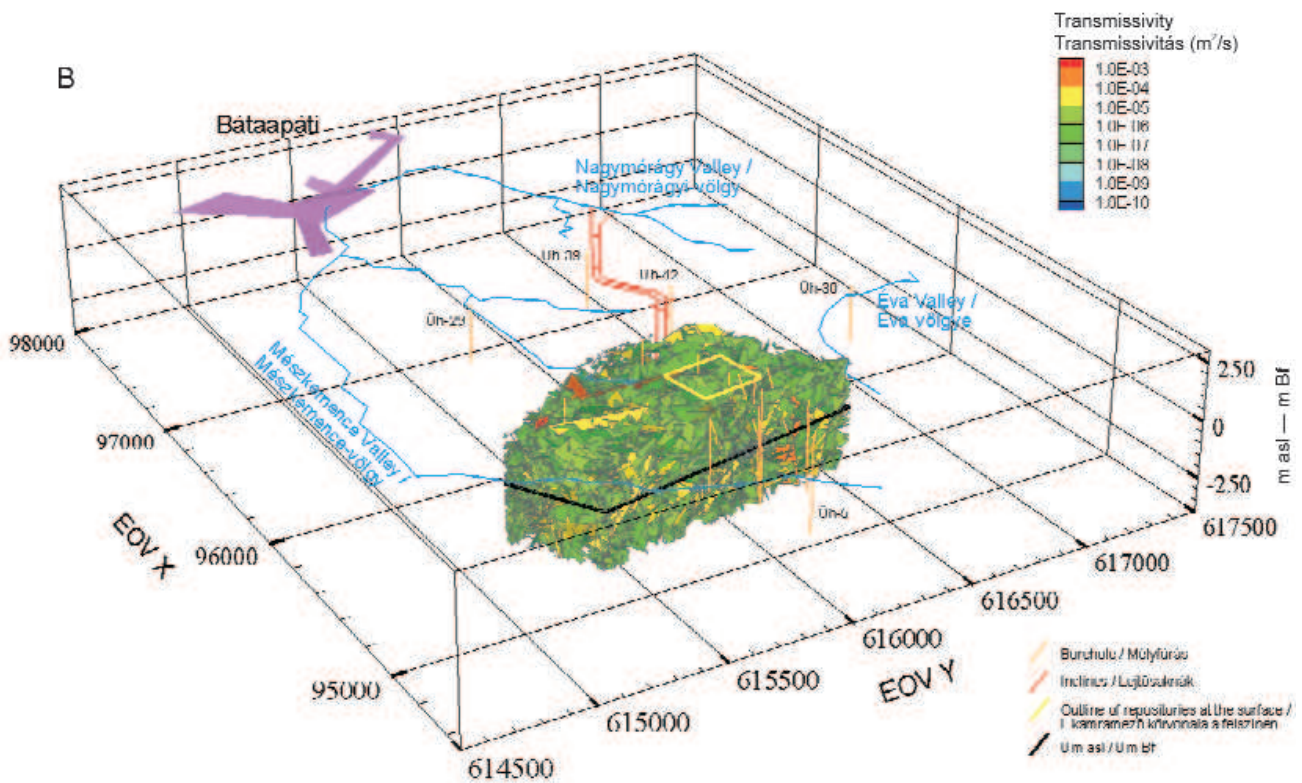


Figure 7. Spatial distribution of hydraulic conductivity (FeFlow model) and transmissivity (FracMan model) **a)** FeFlow model—hydraulic conductivity distribution in the modelled volume, sealing features are indicated by thin orange lines in the central part of the figure; **b)** FracMan model—spatial distribution of fractures in one realisation, the model extension covers only the compartment involving the repository

7. ábra. A FeFlow-és FracMan-modell térbeli szivárgásítényező-, illetve transzmisszivitáseloszlása

a) FeFlow-modell – a vízvezető képesség eloszlása a modellezett térrészen belül, a torlasztó-szigetelő szerkezetek vékony csikokként jelennek meg a központi narancssárga mezőben; **b)** FracMan-modell – egy adott realizációban megjelenő törések térbeli elhelyezkedése, a modell kiterjedése a tárolórendszerint magába foglaló vízföldtani blokkot fedile



and the compartments are bounded by sealing features. In the FracMan approach networks of discrete fractures were generated inside each compartment bounded by sealing

features, but highly and less transmissive zones were handled separately. The statistical properties of the fracture network subject to stochastic generation are listed in Table 1.

Table 1. Statistical properties of the fracture network within compartments (BENEDEK 2009)

Fracture orientation	random sampling in highly and less transmissive zones based on borehole televiewer data
Fracture shape	rectangles;
Fracture size	power law distribution $X_0 = 0.2$; $D = 3.26$
Fracture intensity	volumetric intensity $P_{32} (m^2/m^3) = 12$
Spatial pattern	parallel application of modified Baecher model (Poisson distribution), and exponential model

Hydraulic Parameters

For the models the following hydraulic parameters were defined: hydraulic conductivity and specific storativity for the continuum models (FeFlow), and transmissivity and storativity for DFN models (FracMan).

For the sealing features in FeFlow-based models the hydraulic conductivity was set to 1×10^{-12} m/s. Note that no field measurements for this property are available; however, previous modelling studies (TÓTH et al. 2003) concluded that the remarkable drops of hydraulic head observed in boreholes could be reproduced using that value.

A major challenge for modelling was to determine the equivalent hydraulic conductivity of the fractured rock masses inside compartments using the numerous data of the hydraulic tests conducted in boreholes. During early phases of the site characterisation the value of 1×10^{-9} m/s was used (TÓTH et al. 2003), which is close to the geometric mean of the individual observations (BALLA et al. 2004). However, recent studies (MEZŐ, BENEDEK 2007; MEZŐ 2009; BENEDEK 2009) conclude that this value is an underestimate. Groundwater models constructed on the basis of the conceptual model described above resulted in significant hydraulic gradients when using 1×10^{-9} m/s as equivalent hydraulic conductivity. This is in contradiction of the field observations since, for example, the hydraulic heads observed in boreholes Űh-2 and Űh-43 (for location, see Figure 4) are almost equal when their distance is about 500 m. The authors determined an optimum value for the hydraulic conductivity by inverse modelling until the calculated heads matched the observed values. The lowest value of hydraulic conductivity was equal to 1×10^{-8} m/s when the hydraulic gradient was as low as the observed value. Another theoretical problem arises when using mean values of field observations, namely the scale-dependent behaviour of the hydraulic conductivity indicated by field measurements carried out at different scales, i.e. the larger the scale of the tests the higher the transmissivity estimated (see Figure 6). This observation indicates that at larger scales (at the scale of compartments) the hydraulic processes are dominated by large-size conductive features while smaller-scale features with lower conductivity play major role in local transport processes. BENEDEK (2009) constructed fracture network models on the basis of the relationship between the conductivity and the scale in order to upscale the conductivity. The model calculations resulted in equivalent conductivity for the rock mass inside compartments between 1×10^{-8} and 1×10^{-7} m/s within less transmissive zones, but between 1×10^{-8} and 1×10^{-7} m/s in highly transmissive zones. In the most recent FeFlow model the values of 2×10^{-8} and 2×10^{-7} m/s were applied. BENEDEK et al. (2008c) estimated a value of 1×10^{-8} m/s for the hydraulic conductivity of the granite on the basis of model calibration against inflow rate measured in the access tunnels. The value of specific storativity was 1×10^{-5} 1/m, which was estimated by model calibration (BENEDEK et al. 2007; BENEDEK et al. 2008c).

The fracture network model did not need to be upscaled. On the basis of the field observations a relationship between the conductivity and the scale was constructed, which was used to estimate the transmissivity of individual fractures. The relationship between the fracture size and transmissivity was a power function such as published by DERSHOWITZ et al. (2003). During modelling the parameters of the power function were changed until a good agreement between the distribution functions of the observed and modelled transmissivities was reached (see Figure 6). The storativity of the individual fractures was 1×10^{-5} , which was estimated by evaluation of the North-western Cross-hole Hydraulic Test.

The transmissivity of the sealing features was estimated as 1×10^{-10} m²/s in the DFN models. The models were constructed such that the fractures inside individual compartments cannot intersect the sealing features therefore between two compartments hydraulic connection could only exist through the sealing features.

The spatial distribution of the hydraulic parameters for the FeFlow and FracMan models is shown in Figure 7.

Results, Further Investigation Possibilities

It is important to note that it was not a primary goal during modelling to reproduce the field observations as accurately as possible with the hydrogeological models since this would have required the models to be exaggeratedly detailed. During modelling the main purpose was to reproduce and to understand the processes taking place in the groundwater flow system, which are important from the aspect of performance assessment.

The important results of the site-scale and far-field hydrogeological modelling can be summarised as below:

- By using the conceptual model both the FeFlow and the FracMan models were able to reproduce most of the hydrogeological characteristics of the Bábaapáti Site.

- The models developed could reproduce very well the characteristics observed in the hydraulic potential field of the site: 1) significant head jumps through the barrier zones; 2) almost uniform hydraulic heads within the individual hydrogeological blocks. Naturally, the results of the FeFlow model appear only as deterministic whereas the FracMan results are stochastic (Figure 8). The vertical hydraulic gradient calculated by the models along the boreholes shows very good agreement with the field observations.

- Based on the results of transient modelling (interference test) only parts of the observation boreholes showed responses, thus they were in the same hydrogeological block as the source zone. The effects of the hundreds of metres of depressions in the environment of the source zones could not be detected in observation sections separated by barrier zones and response was shown only by intervals which had the same hydraulic head as the source zone.

- The migration pathways and surface discharge points

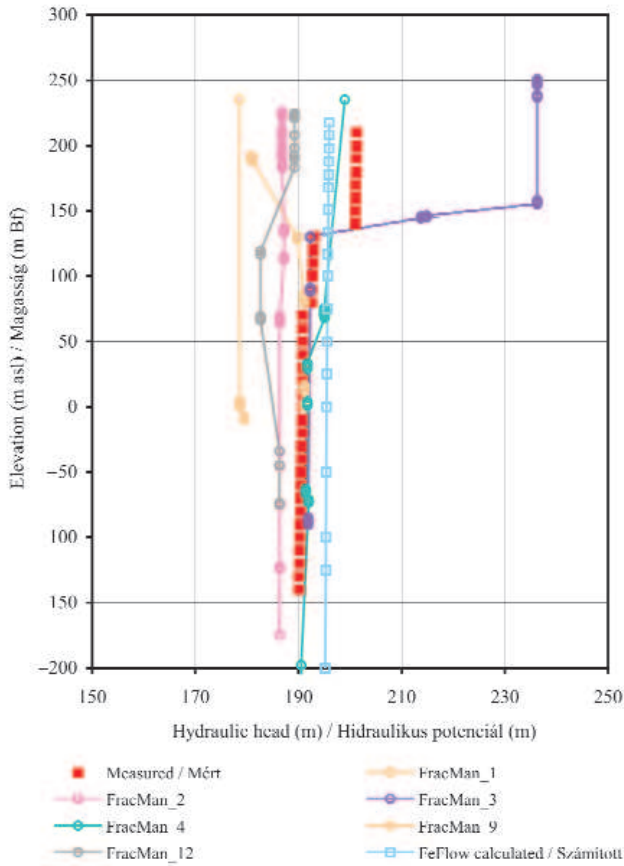


Figure 8. Hydraulic heads calculated by FeFlow and FracMan along borehole Üh-27

More realisations of FracMan approach are displayed

8. ábra. A FeFlow-és FracMan-moddal számított hidraulikus potenciálok az Üh-27 fúrásban

A FracMan-modell esetében több realizáció eredményével

are determined basically by the spatial location of the barrier zones. All this means that the investigation of the location of the barrier zone is of primary importance in assessing where the potential surface discharge points may be located.

— The conceptual model used is adequate not just to model permanent hydrogeological observations but it also proved to be appropriate for reproducing transient processes (interference tests, modelling the depression caused by the access tunnels, Figure 9. At the same time the modelling results for these transient processes cast light on the problem that a very limited amount of information is available on the precise location of the barrier zones and that the reliability of this information steeply decreases further away from the explored areas (boreholes, tunnels, etc.).

It is important to note that these results are related to the hydraulics of the site. However, one of the most important goals of the site investigation is to understand and to characterise the transport of the contaminants released from the repository. It is not sufficient to properly interpret and to model hydraulics, but special underground field experiments have to be carried out to understand transport processes. In the frame of the Bataapáti exploration

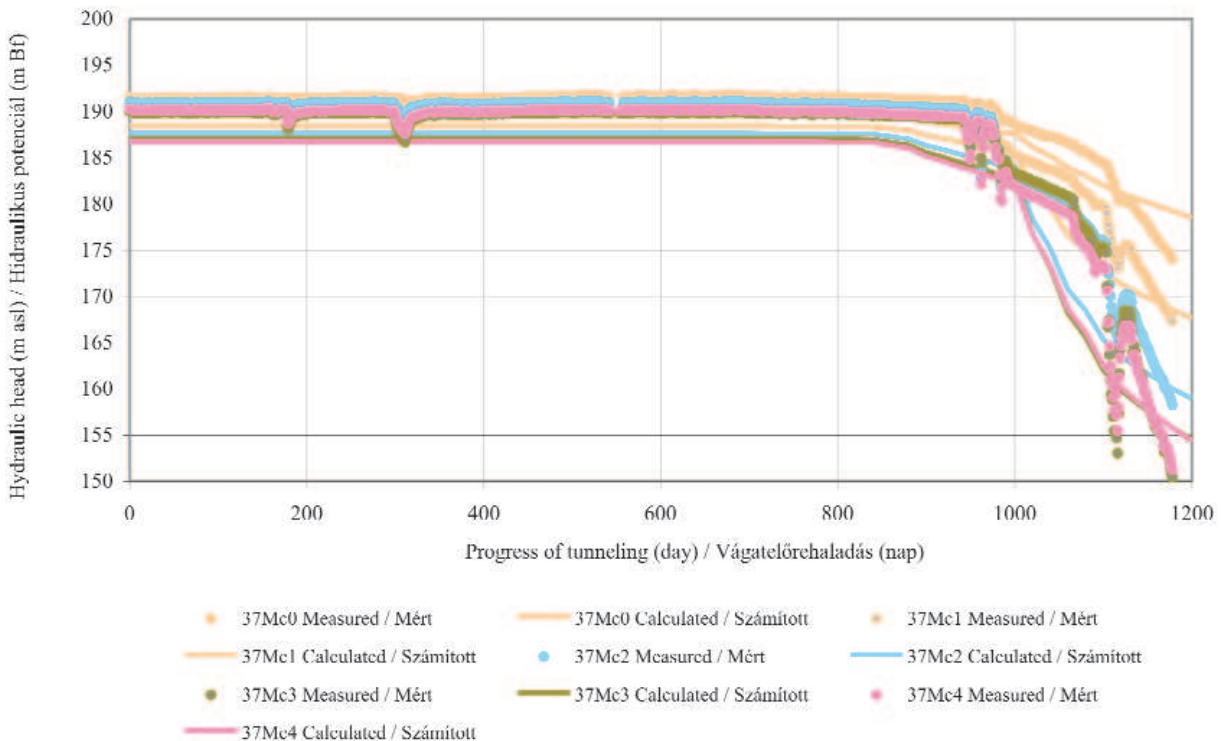


Figure 9. Time series of measured and calculated hydraulic heads in the monitoring intervals of borehole Üh-37

The effect of depression could have been detected in several boreholes just after the penetration of Péter Fault (Figure 4)

9. ábra. A hidraulikus potenciál mért és számított értékének időbeli alakulása az Üh-37 észlelőkút megfigyelő szakaszaiban

A fúrásban csak akkor jelent meg a lejtősáknak depressziós hatása, amikor azok harántolták a Péter-törést (4. ábra)

numerous field and laboratory studies have been completed to investigate transport processes. The tracer experiment carried out between boreholes Bm-3 and Bm-4 can be considered as one of the most important among these studies. In the frame of this study tracer was injected into one borehole, but water extraction was implemented in the other borehole. The results and the interpretations of the tracer study were summarised by MOLNÁR et al. (2008).

To interpret field measurements several analytical and numerical methods have been considered. Although these methods are different in many ways, all of them indicated that simple advective-dispersive transport is not able to reproduce field data. The tracer experiment investigated the transport of very conservative tracers, but the long tail of the breakthrough curves is not in accordance with this simple transport mechanism. The GoldSim approach assumes matrix diffusion as an important delay mechanism, but the FracMan results refer to the existence of immobile zones along the main pathways. The later interpretation is supported by the extensive fracturing of the host rock.

It is important to note, that the international literature considers the extrapolation of tracer experiment results in space and time as a “hot spot”. Most of the tracer studies are carried out at the scale of some 10 m’s in a few months, but performance assessment investigates a particular site at the scale of some kilometres and some thousand years. The answer to the scale problem at the Bábaapáti Site is not

known yet, but available information at different time and spatial scale has to be integrated to have an idea about the future behaviour of the site (Figure 10). In addition, additional field and laboratory studies have to be conducted to investigate transport processes: tracer experiments focusing on the same rock volume with different hydraulic boundary conditions (hydraulic gradient); tracer studies on rock volumes of different hydraulic character (hydraulic conductance).

Further areas for investigation can be outlined based on the modelling results as follows:

— Considering the results coming from the site-scale FracMan and the far-field FeFlow models it is worth developing a semi-deterministic, semi-stochastic model, which can contain most of the features identified or assumed at the site (FeFlow model) and less studied areas can be covered by stochastic methods (FracMan).

— The field observations and the results of hydrogeological modelling lead to the conclusion that the conceptual hydrogeological model used for the site works very well but there is very limited information available for the possible transport processes and for the conceptual model regarding the transport. Based on this it is considered that it is worth giving more attention to the transport processes in the future and also that the results of tracer tests have to be incorporated into the existing hydrogeological models. Based on these investigations estimates can be made

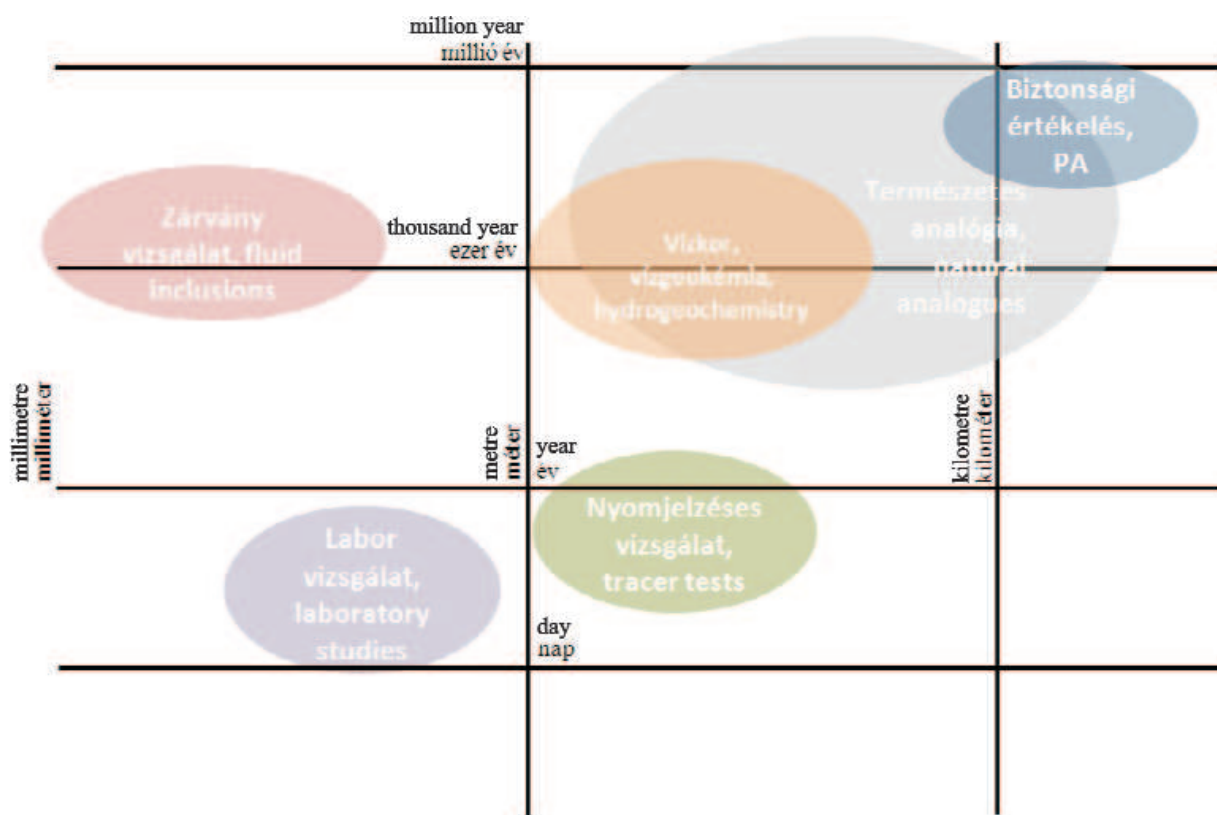


Figure 10. Spatial and time scale of available transport data from the Bábaapáti Site
10. ábra. A kutatási területről rendelkezésre álló transzportadatok tér- és időléptéke

for such parameters (aperture, dispersivity, matrix diffusion, ratio between mobile and immobile zones, etc.) for which data coming from the literature or expert opinion have been used so far.

It is worth emphasising that the hydrogeological models are not yet final. New data, assessments, observations originating from the underground construction activities may significantly affect the understanding regarding the hydrogeological conditions of the Bataapáti Site. These results will have to be implemented into future models. Updating the models in the future is necessary.

Summary

During the construction and operation period and after the final closure of a geological repository where low- and intermediate-level radioactive wastes (LILW) are disposed of questions arise to which answers can only be given by reliable hydrogeological model(s). A few of those questions are how much water flows into the chambers and tunnels, what the evolution of the depression caused by the operation of the repository looks like in time, how much time is needed for full re-saturation after closure, and after closing the chambers by what migration pathways the contaminants will reach the biosphere in how much time and with what level of activity.

Within the framework of the Pre-Construction Performance Assessment numerous models were developed based on different approaches and at different scales to answer several questions (BENEDEK et al. 2007; BENEDEK et al. 2008a, b, c; MEZŐ 2009; BENEDEK 2009). The models can be grouped depending on what sort of questions they are trying to answer: 1) site-specific tasks; 2) tasks connected with the construction of the repository. Within this article only some details of the models developed to carry out site-specific tasks were presented.

Before developing a hydrogeological model it is of highest importance to understand as well as possible the hydrogeological behaviour of the site in order to be able to give reliable predictions. Based on international experience

the uncertainty of the conceptual model can be just as high as the uncertainty in the values of parameters of the model. Based on the measurements, observations and interpretations of the Bataapáti Site a conceptual model was developed, which adequately describes the hydrogeological characteristics of the site on the current knowledge level. The conceptual model was tested by independent—geomathematical—tools confirming the model developed based on geological and hydrogeological phenomena.

Based on the conceptual model the site-scale and the far-field models were developed. During the modelling process two approaches were used which are significantly different but which complement each other: 1) deterministic continuum approach (FeFlow); 2) stochastic discrete fracture network approach (FracMan). The geometrical and hydrogeological parameterisation and the problems (scale dependency, scaling) which had to be solved to achieve reliable results were presented in this article for both approaches. The results achieved by the two different approaches confirmed the conceptual model since they were successfully used not just to reproduce the static conditions but also transient processes. The results coming from both approaches indicated that the barrier zones found in the area have major significance for the flow system of the Site but, at the same time, the available information for the geometrical and hydrogeological parameterisation of these features is very limited.

The authors' view is that the main directions of further advances can be determined as follows: 1) development of a semi-deterministic, semi-stochastic model; 2) detailed investigation of the transport processes by field measurements and by modelling.

Acknowledgments

This paper could be published with the permission of the Public Limited Company for Radioactive Waste Management (PURAM). The authors are also grateful to Martin Goldsworthy (Golder Associates, Peru) and Zoltán Balla (MÁFI) for strong improvement of the English of the paper and for their constructive comments.

References — Irodalom

- ÁCS V., BENEDEK K., MOLNÁR P. 2003a: Integrált vízföldtani értelmezés, a telephely hidraulikus potenciáltere (in Hungarian, translated title: Integrated hydrogeological interpretation. Hydraulic headfield at the site). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-218.
- ÁCS V., MOLNÁR P., ENACHESCU C. 2003b: Középső interferenciás kútvizsgálat záródokumentációja, jeladás az Üh-2 fúrásból (in Hungarian, translated title: Central interference test. Source zone in borehole Üh-2). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-219.
- ÁCS V., MOLNÁR P., ENACHESCU C. 2003c: Északi interferenciás kútvizsgálat záródokumentációja, jeladás az Üh-27 fúrásból (in Hungarian, translated title: Northern interference test. Source zone in borehole Üh-27). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-220.
- ÁCS V., MOLNÁR P., ENACHESCU C. 2003d: Déli interferenciás kútvizsgálat záródokumentációja, jeladás az Üh-5 fúrásból (in Hungarian, translated title: Southern interference test. Source zone in borehole Üh-5). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-221.

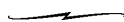
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS G., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI Z., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH G., TURCZI G., PRÓNAY Z., VÉRTESY L., ZILAHY-SEBESS L., GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: A felszíni földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian, translated title: Final report of surface based geological investigation in Bataapáti [Üveghuta], 2002–2003). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA–03–156.
- BALLA Z., CSÁSZÁR G., FÖLDVÁRI M., GULÁCSI Z., GYALOG L., HORVÁTH I., KAISER M., KIRÁLY E., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAGYARI Á., MAROS GY., MARS I., MUSITZ B., RÁLISCH E., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY., BERTA J., CSAPÓ Á., CSURGÓ G., GORJÁNÁZ Z., HÁMOS G., HOGYOR Z., JAKAB A., MOLNOS I., ORSZÁG J., SIMONCSICS G., SZAMOS I., SZEBÉNYI G., SZÜCS I., TURGER Z., VÁRHEGYI A., BENEDEK K., MOLNÁR P., SZEGŐ I., TUNGLI GY., MADARASI A., MÁRTONNÉ SZALAY E., PRÓNAY ZS., TILDY P., SZONGOTH G., GACSÁLYI M., MOSKÓ K., KOVÁCS L., MÓNUS P., VÁSÁRHELYI B. 2008: Atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladéktároló felszín alatti létesítményeinek előkészítési munkái. A felszín alatti földtani kutatás zárójelentése (in Hungarian, translated title: Final report of the subsurface geological investigation). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–082/08.
- BALLA Z., CSÁSZÁR G., FÖLDVÁRI M., GULÁCSI Z., GYALOG L., HORVÁTH I., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARS I., PEREGI ZS., RÁLISCH E., ROTÁRNÉ SZ.Á., SZŐCS T., TÓTH GY., ANDRÁSSY M., BENEDEK K., MOLNÁR P., SZEGŐ I., TUNGLI GY., BERTA J., CSICSÁK J., DEÁK F., GORJÁNÁZ Z., HÁMOS G., HOGYOR Z., KOVÁCS B., MENYHEI L., MILNOS I., ORSZÁG J., SIMONICS G., SZAMOS I., SZIKSZAI ZS., SZÜCS I., TURGER Z., VÁRHEGYI A., VÁSÁRHELYI B., MADARASI A., PRÓNAY ZS., SZONGOTH G., GACSÁLYI M., KOVÁCS L. 2007: A földtani kutatás eredményeinek összefoglalása a Nyugati-lejtősakna 600. méterénél (in Hungarian, translated title: Results of the geological investigations in the access tunnels [600 m]). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–033/07.
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, G., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bataapáti (Üveghuta) site (A Bataapáti [Üveghutai]-telephely vízföldtani képe). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2003*, pp. 449–472.
- BENEDEK K. 2009: Az első két kamra paramétereit származtató vízföldtani modell (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modeling, FracMan model). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Paks, RHK–K–159/09.
- BENEDEK, K., DANKÓ, GY. 2009: Stochastic hydrogeological modelling of fractured rocks: a generic case study in the Mórággy Granite Formation (South Hungary). — *Geologica Carpathica* 60(4), pp. 271–281.
- BENEDEK K., MEZŐ GY. 2005: Hozamszámítások meghatározott felületek mentén (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modelling. Flow calculations through deterministic surfaces). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–055/05.
- BENEDEK K., ÁCS V., ANDRÁSSY M., MOLNÁR P. 2003b: Integrált vízföldtani értelmezés, a telephely hidraulikus kapcsolatai (in Hungarian, translated title: Integrated hydrogeological interpretation. Hydraulic connections at the site). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA–03–218.
- BENEDEK K., BÓTHI Z., DANKÓ GY., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SIDLÓ T. 2007: Üzembehelyezést megelőző biztonsági értékelés vízföldtani modellezés jelentései (I. kötet) (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modelling for preoperational safety assesment [Chapter I]). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–088/07.
- BENEDEK K., BÓTHI Z., DANKÓ GY., SZABÓ ZS., BENOIT P., GEIGER J. 2008b: Üzembehelyezést megelőző biztonsági értékelés vízföldtani modellezés jelentései (III. kötet) (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modelling for preoperational safety assesment [Chapter III]). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–016/08.
- BENEDEK, K., BÓTHI, Z., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2009: Compartmented flow at the Bataapáti site in Hungary. — *Hydrogeology Journal* 17(5), pp. 1219–1232.
- BENEDEK K., MEZŐ G., SIDLÓ T., SZABÓ ZS. 2008a: Üzembehelyezést megelőző biztonsági értékelés vízföldtani modellezés jelentései (II. kötet) (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modelling for preoperational safety assesment [Chapter II]). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–016/08.
- BENEDEK K., MEZŐ GY., SZABÓ ZS. 2008c: Üzembehelyezést megelőző biztonsági értékelés vízföldtani modellezés jelentései (IV. kötet) (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modelling for preoperational safety assesment [Chapter IV]). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–016/08.
- BENEDEK K., OUTTERS N., HERMANSON J. 2003a: Vízföldtani modellezés, FracMan modell (in Hungarian, translated title: Hydrogeological modelling for performance assesment. FracMan model). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA–03–178.
- BRADLEY, J.G., ENACHESCU, C., MACDONALD, B., MOLNÁR, P. 2000: Hydrogeological interference testing in the Carboniferous granite, at Üveghuta, South-west Hungary (Az üveghutai telephely gránitos összletének lyukközi interferenciás kútvizsgálata). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Éve Jelentése 1999-ről*, pp. 427–437.
- DERSHOWITZ, B., WINBERG, A., HERMANSON, J., BYEGARD, J., TULLBORG, E., ANDERSSON, P., MAZUREK M. 2003: A semi-synthetic model of block scale conductive structures at the ÁSPÖ Hard Rock Laboratory. — *Manuscript*, Áspö Task Force, IPR–03–13, Stockholm.
- GYALOG L., JÁMBOR Á., KÓKAI A., MAROS GY., PEREGI ZS., KONRÁD GY., MÁTHÉ Z., SZEBÉNYI G. 2003: A bataapáti A1 és A2 árok földtani leírása (in Hungarian, translated title: Geological description of A1 and A2 outcrops). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA–03–78.
- MAROS GY. 2008: Töréstérkép (in Hungarian, translated title: Fault map). — In: BALLA et al. 2008, 2.4.1.7.3. fejezet, pp. 166–168.
- MEZŐ GY., BENEDEK K. 2007: Telephelykörnyéki áramlási és transzportviszonyok értékelése (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modeling, FeFlow model). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK–K–059/07.
- MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2003: Vízföldtani modellezés. FeFlow modell (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic

- modeling, FeFlow model). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-113.
- MEZŐ GY. 2009: Az első két kamra engedélyeztetését megalapozó vízföldtani modell (in Hungarian, translated title: Hydrogeologic modeling, FeFlow model). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Paks, RHK-K-158/09.
- MEYER. P.D., NEUMAN, S.P., CANTRELL, K.J. 2004: Combined estimation of hydrogeologic conceptual model and parameter uncertainty. — *Manuscript*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-6843, PNNL-14534, Washington.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003a: Az Üh-25 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-25). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-200.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003b: Az Üh-26 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-26). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-201.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003c: Az Üh-27 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-27). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-202.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003d: Az Üh-28 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-28). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-203.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003e: Az Üh-29 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-29). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., BA-03-204, Budapest.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003f: Az Üh-30 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-30). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-205.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003g: Az Üh-36 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-36). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-206.
- MOLNÁR P., ÁCS V., ANDRÁSSY M., RÓCZEI N., SZÜCS N., ENACHESCU, C. 2003h: Az Üh-37 fúrás kútvizsgálati záródokumentációja (in Hungarian, translated title: Final report of well tests in borehole Üh-37). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-207.
- MOLNÁR P., ANDRÁSSY M., KORPAI F. 2006a: Az északnyugati interferenciás kútvizsgálat eredményei (in Hungarian, translated title: Results of the northwestern interference test). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK-K-146/06.
- MOLNÁR P., BENEDEK K., SZÜCS N., ANDRÁSSY M., KORPAI F. 2006b: A Bf-11-18 jelű sugaras EDZ-fúrások kútvizsgálata (in Hungarian, translated title: Well testing of excavation disturbed zone holes). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK-K-021/06.
- MOLNÁR P., BENEDEK K., BÓTHI Z., KORPAI F., MEZŐ GY., TOMBOR K. 2008: Transzportparaméterek meghatározása (in Hungarian, translated title: Estimation of transport parameters). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK-K-161/08.
- MOLNOS I., DEÁK F., JAKAB A., SOMODI G., VÁSÁRHELYI B., BALLA Z., GYALOG L., GULÁCSI Z., MAROS GY., PALOTÁS K., RÁLISCH E., SZEBÉNYI G. 2006: Jelentés a Bataapátiban mélyített lejtősaknák 0-600 fm-es szakaszán elvégzett földtani, tektonikai, geotechnikai és vízföldtani dokumentálási munkákról (in Hungarian, translated title: Report of the geological, tectonical, geotechnical and hydrogeological documentations in the access tunnels [0-600 m]). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK-K-075/06.
- HORVÁTH I., SZŐCS T., TÓTH G., MURÁTI J., ROTÁR-SZALKAI Á. 2004: Hydrogeochemistry and water ages at the Bataapáti (Üveghuta) site (A vízkörök alakulása a Bataapáti [Üveghutai]-telephelyen). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Éve Jelentése, 2003*, pp.427-447.
- PRÓNAY ZS. 2003: Jelentés a fúrólukban végzett radar vizsgálatokról (in Hungarian, translated title: Report on radar measurements in boreholes). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-37A.
- PRÓNAY ZS., NEDUCZA B., TÖRÖS E. 2003: P- és S-hullám szeizmikus reflexiók mérések (in Hungarian, translated title: P- and S-wave seismic reflexion studies). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-06.
- SZONGOTH G., GALSA A. 2003: Áramlás és hőmérséklet mérések komplex értelmezése (in Hungarian, translated title: Complex interpretation of flow and temperature measurements). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-82.
- SZŐCS T., HORVÁTH I., TÓTH G. 2006: Felszín alatti víz primér geokémiai összetételének értékelése (in Hungarian, translated title: Hydrogeochemistry of groundwater). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Paks, RHK-K-134/06.
- TÓTH GY., MEZŐ GY., BENEDEK K., TAKÁCS T. 2003: Vízföldtani alegységek jellemzése modellezés alapján (in Hungarian, translated title: Hydrogeological characterisation of blocks based on numerical modeling). — *Manuscript (kézirat)*, Bátatom Kft., Budapest, BA-03-25.

A Bátaapáti-telephely vízföldtani modellezése

BENEDEK KÁLMÁN, MEZŐ GYULA, SZABÓ ZSÓFIA, MOLNÁR PÉTER,
BÓTHI ZOLTÁN, SIDLÓ TIBOR, DANKÓ GYULA

Golder Associates (Magyarország) Zrt., H-1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.



Tárgyszavak: elvi modell, felskálázás, hidrogeológia, léptékfüggés, Magyarország, Mórággyi-rög, paraméterek, törések, vízföldtani modellezés

Kivonat

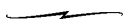
A Bátaapáti-telephelyen a kutatások elkezdése óta számos vízföldtani, földtani, geofizikai, geokémiai stb. mérés megfigyelés, mérés, értelmezés készült. Ez a hatalmas adatrendszer szolgáltatja az alapját minden egyes továbbkutatásnak, előrejelzésnek. A vízföldtani modellek alapját alkotó elvi modell megalkotása során olyan koncepciót kellett létrehozni, ami összhangban van ezekkel a megfigyelésekkel.

A vizsgált területre alkalmazott elvi modell alapján a közettest három nagyobb vízföldtani egységre bontható: 1) mállott gránit; 2) repedezett gránit; 3) torlasztó-szigetelő szerkezet. A jelenlegi értelmezések alapján a torlasztó-szigetelő szerkezetek a gránitot kisebb-nagyobb kőzetblokkokra tagolják, amelyeken belül repedezett gránit található. Az egyes kőzetblokkok között a vízföldtani kapcsolat – legalábbis a vizsgálatok léptékében – erősen korlátozott. Ugyanakkor az egyes blokkokon belül intenzív vízföldtani kapcsolatok alakultak ki, elsősorban nagy kiterjedésű, jó vízvezető szerkezeteken keresztül. Ennek egyik következménye, hogy a blokkokon belül a hidraulikus gradiens értéke minimális. Az elvi modellt a munkálatok során független – geometematikai – eszközökkel is ellenőriztük, hiszen egy rosszul értelmezett elvi modell teljesen rossz irányba viheti a modellezési eredményeket, következésképpen az előrejelzések megbízhatósága drasztikusan csökken.

Az elvi modell tulajdonságai, valamint az azt felépítő komponensek (pl. torlasztó-szigetelő szerkezetek, törések) kapcsolódása alapján paramétereztük az egyes vízföldtani modelleket. A modellezés során számos problémát kellett megoldani. Ezek közül igen nagy jelentősége van annak, hogy a rendelkezésre álló adatok különböző léptékről adtak információt. Mindez azt is jelentette, hogy ezeket az adatokat önmagukban nem lehetett értelmezni, csak más léptékekkel közösen. Egy ilyen megközelítés vezetett pl. arra a felismerésre, hogy a rendelkezésre álló transzmisszivitási adatok erőteljesen függenek a vizsgálat léptékétől és valószínűleg létezik egy kapcsolat a vizsgált szerkezet (zóna, törés) transzmisszivitása és mérete között. Ennek következményeképpen az ekvivalens paraméterek meghatározása (upscaling) kiemelt jelentőségűvé válik.

A vízföldtani modelleket alapvetően két kérdéskör mentén alakítottuk ki: 1) telephely-specifikus feladatok; 2) a tároló műszaki kialakításával kapcsolatos feladatok. Mindkét esetben két megközelítési módot alkalmaztunk: 1) determinisztikus kontinuum (FeFlow); 2) sztochasztikus diszkrét törés (FracMan).

A modellezési eredmények mindkét esetben arra engedtek következtetni, hogy az alkalmazott vízföldtani elvi modell igen jól alkalmazható, és a terepi mért és a modellezés által szolgáltatott eredmények jó összhangban vannak. Ugyanakkor a vizsgálatok azt is világossá tették, hogy a területen található torlasztó-szigetelő szerkezetek geometriai (pl. kiterjedés, térbeli kapcsolódás, magzóna-kárczóna kapcsolata stb.) és vízföldtani (szivárgási tényező) jellegzetességeiről nagyon korlátozottak az ismereteink. A létrehozott modellek a terület hidraulikai tulajdonságait megfelelően leképezik, azonban a vizsgált képződmény transzportviselkedéséről kevés adat áll a rendelkezésre, amit a jövőben pótolni érdemes.



Bevezetés

A vízföldtani modellezés egy terület földtani-vízföldtani kutatása során egy adott megismerési szinthez tartozó adatok és ismeretek összegző szintézise. Megalkotása folyamán egységes modellbe integráljuk a terület szűkebb-

tágabb környezetéből származó földtani, vízföldtani, meteorológiai, hidrológiai, geokémiai stb. információkat. A radioaktív hulladék elhelyezését célzó vizsgálati programban azonban — jóllehet a vízföldtani modellezés a kutatási eredmények összegzése — mégis egy közbülső termék. Elsődleges célja, hogy — tároló alkalmasságának megítélése

céljából készülő biztonsági értékelés egyik, talán legfontosabb elemét — a telephely geoszféramodelljét, azaz a földtani-vízföldtani képet meghatározza, valamint megadja a geoszféramodell paramétereinek a biztonsági értékelés számára szükséges értékeit.

A Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló (NRHT) kutatása és létesítése során folyamatosan újabb és újabb földtani-vízföldtani ismeret, információ birtokába jutunk. Ezen ismeretek, adatok árnyalják, kisebb-nagyobb mértékben megváltoztatják a korábbi információk alapján kialakított földtani-vízföldtani képet, illetve annak bizonyos részleteit. Az új információk, adatok beépítésével időközönként szükség van a modellek pontosítására, akkor is, ha a földtani kép érdemben nem változik, és a képződő új adatok alátámasztják a munkahipotézisül szolgáló geoszféramodell.

A 2003. szeptember 1-jén zárult felszíni földtani kutatás keretében végzett vízföldtani modellezés elsősorban az eredeti, zavartalan állapotot jellemző felszín alatti vízáramlási rendszer leképezésére és a telephely földtani alkalmasságának igazolására irányult. Ezekről a modellezési munkákról kutatási részjelentésekben (HORVÁTH et al. 2004, BENEDEK et al. 2003a, MEZŐ, MOLNÁR 2003a) és a felszíni földtani kutatás zárójelentésében (BALLA et al. 2003) számoltunk be. A telephely alkalmasságának igazolását követően a vízföldtani modellezési munkák fő feladata a biztonsági értékeléshez szükséges bemeneti adatok meghatározása, azaz a felszín alatti áramlási rendszer, illetve a műszaki létesítmények egymásra hatásának vizsgálata lett.

A felszíni kutatás befejeződésével a különböző földtani és vízföldtani vizsgálatok súlypontja a felszín alá (lejtősnak, illetve azok szűkebb környezetébe) helyeződött át. A felszín alatti kutatás keretében olyan új megfigyelés és vizsgálati eredmény született (pl. sugaras EDZ-szelvények mérési eredményei, a monitoringrendszer adatai stb., BALLA et al. 2007), amely jelentősen hozzájárult a korábban kialakított vízföldtani kép pontosításához. Mindezek alapján szükségessé vált a korábban kialakított vízföldtani modellek módosítása, aktualizálása, az újabb eredményekhez történő hozzáigazítása.

Az NRHT telephelye esetében a két majdani szállítóvágatnak szánt lejtősnakna kihajtása során vált lehetővé egy sor új információ megszerzése. E két szubhorizontális harántolás eredménye pl. az információ a vízszintes irányú heterogenitásról, újabb kőzetváltozatok föltárása, speciális vízföldtani szereppel bíró zónák, szerkezetek kimutatása, geometrizálása, dokumentálása, mintázása. A közvetlen harántolások eredményein túl a felszín alatti térképezéshez kötődő vízkiemelés hatásainak észlelése közvetett módon vezetett a terület feltételezett vízföldtani blokkos szerkezetének megismeréséhez, a telephely földtani-vízföldtani felépítésének pontosabb megértéséhez.

A vízföldtani modellezés folyamata és szerepe

A Bábaapáti-telephelyen (1. ábra) elvégzett földtani, tektonikai, vízföldtani és geofizikai vizsgálatok eredményei

alapján korábban integrált vízföldtani modelleket alakítottunk ki (TÓTH et al. 2003, MEZŐ, MOLNÁR 2003). A vízföldtani modellek segítségével — a rendelkezésre álló ismeretekből és alapadatokból kiindulva — a jövőben bekövetkező események szimulálhatóak. Ezenkívül a vízföldtani modellek eredményei a biztonsági elemzéshez és a műszaki tervezéshez is nélkülözhetetlenek.

A repedezett kőzetekben végbemenő vízáramlás és szennyezőanyag-transzport leírását a feladat típusától, illetve a vizsgált térrész méretétől függő hidrogeológiai modellekkel végzik. Nagy térrészre kiterjedő áramlási rendszer megfelelően jellemezhető ekvivalenskontinuummodelllel, kis térrészek vizsgálatára viszont rendszerint a hidrogeológiai törésmodell a megfelelőbb. Az, hogy az áramlási rendszer kontinuummodelllel vagy inkább törésmodelllel közelíthető, függ a vizsgált probléma léptékétől és időtartamától is.

A felszín alatti vízáramlás bonyolult, soktényezős folyamatai miatt a modellezéshez eltérő számítógépes programokat alkalmaztunk, illetve alkalmazunk. Mivel a modellezés során felmerülő feladatok megoldására és a problémák vizsgálatára az egyes programok eltérő mértékben alkalmasak, ezért a modellezéshez többféle, a nemzetközi gyakorlatban kipróbált és elfogadott szoftvert használunk. A bátaapáti kutatás keretében alapvetően két szoftverrel végeztük el a modellezési feladatokat (FeFlow és FracMan), azonban speciális esetekben más szoftvereket is használtunk (pl. reaktív transzport számításoknál CrouchFlow, BENEDEK et al. 2008b).

Ugyanakkor a korábbi évek tapasztalatai alapján mindig problémát okozott, hogy az egyes, eltérő környezetben és léptékben kifejlesztett modellek és az azok alapján levonható következtetések, újabb ismeretek hogyan kapcsolódnak egymáshoz, milyen formában egészítik ki egymást, illetve a felhasznált eredmények miképpen hasznosulnak az egész telephely megítélés szempontjából. Annak érdekében, hogy a bátaapáti kutatáshoz kapcsolódó vízföldtani modellezés eltérő elemei, részegységei, jelentései közötti kapcsolat minél átláthatóbbá váljék mind a szakértők, mind az olvasók számára, elkészítettük a vízföldtani modellezés struktúráját, folyamatát leíró diagramot (2. ábra).

Mint minden modellezési munka, a vízföldtani modellezés is a rendelkezésre álló ismeretek, információk, értelmezések feldolgozásával kezdődik (2. ábra). A vízföldtani modellezés alapvetően négy adatforrást használ fel:

- geofizika (szeizmika, beáramlásmérések, lyukfaltelevíziós feldolgozások, radar stb.);
- földtan (kőzettani, földtani térképezés stb.);
- vízföldtan (egyutas és többutas mérések, nyomásprofilok, interferenciatesztek, vízháztartás, hozammérések, víz-geokémiai elemzések stb.);
- tektonika (törések iránya, dőlése, nagyléptékű szerkezetek stb.).

A területről rendelkezésre álló adatok, ismeretek, értelmezések alapján áll össze az az elvi modell (konceptió, 1. később), ami a teljes rendszer működését, viselkedését hivatott leírni. Gyakorlatilag az elvi modell a teljes folyamat

lelke, hiszen ez fogja meghatározni a modellezési folyamatot, a modellezés során alkalmazott eljárásokat. MEYER et al. (2004) az elvi modellre a következő definíciót adta: „az elvi modell egy hipotézis, illetve értelmezés a modellezendő rendszer viselkedéséről, valamint a rendszert felépítő komponensek kapcsolódásáról”. Fontos kihangsúlyozni, hogy nem megfelelő elvi modell esetén — ugyanazon kiindulási adatokat figyelembe véve — teljesen félrevezető eredményekhez juthatunk. Ezt a felismerést kihasználva a nemzetközi irodalomban egyre nagyobb hangsúlyt kap az a tény, hogy a modellezési munkák során nemcsak a rendelkezésre álló paraméterek, mérések, adatok stb. bizonytalanságát kell figyelembe venni, hanem azt a bizonytalanságot is, ami az értelmezések, munkahipotézisek („emberi tényező”) megalkotása során keletkezik (MEYER et al. 2004).

A megfelelő elvi modell kialakítása után kezdődik el a vízföldtani modellezés (2. ábra). Érdemes megemlíteni azonban, hogy a vízföldtani modellezés nemcsak következménye az elvi modellnek, hanem erőteljesen befolyásolja azt, illetve eszközt szolgáltat arra, hogy egy adott elképzelést ellenőrizni tudjunk elméleti úton.

A bábaapáti (üveghutai) munkálatok keretében a vízföldtani modellezés munkái három nagy csoportra oszthatóak (2. ábra):

- matematikai feldolgozás;
- ekvivalenskontinuum-modellezés;
- DFN (Discrete Fracture Network)-modellezés.

Ezen csoportok közül a matematikai feldolgozás gyakorlatilag a másik két csoportot szolgálja ki (2. ábra). Fő feladata az alábbiak szerint írható le:

- az elvi modell alátámasztása, illetve megcáfolása az elvi modell alapján szolgáló eljárásoktól függetlenül;
- paraméterek térbeli kiterjesztése, térbeli kapcsolatok, térbeli modellek kialakítása.

Fontos hangsúlyozni, hogy a bábaapáti kutatás keretében egy alapvetően új megközelítést alkalmaztunk a terület vízföldtani elvi modelljének vizsgálatára: nem egymástól eltérő, alternatív elvi modelleket alakítottunk ki, hanem egy adott — és a későbbiekben bemutatandó — elvi modellt vizsgáltunk meg különböző matematikai módszerekkel.

Az *ekvivalenskontinuum-modelleket* négy különböző léptékben készítettük el (2. ábra):

- telephelykörnyéki modell, illetve a modell érzékenység vizsgálata;
- kamramezőmodell;
- kamramodell;
- konténermodell.

Lényeges, hogy ezek a modellek nem függetlenek egymástól, hanem egymással szoros kapcsolatot alkotó egységet képeznek, közöttük a kapcsolat folytonos és kétirányú. Egyrészt peremfeltételeket szolgáltatnak a nagyobb felbontású modelleknek, másrészt ekvivalens paramétereket adnak át a kisebb felbontású modellek számára. A modellezés ilyen jellegű struktúrálására azért van szükség, mert pl. egy telephelykörnyéki modell (részletességénél fogva) nem képes egy konténer szintű feladatot megoldani. Ez a probléma fordított irányban is igaz. Fontos megemlíteni,

hogy e modellek eredményei, illetve tapasztalatai erősen visszahatnak az elvi modellre is.

A *DFN-modellezés* az aktuális elvi modell alapján két részegységre bontható:

- blokkon belüli heterogenitások vizsgálata;
- torlasztó-szigetelő zónák vizsgálata.

E modellek feladata egyrészt az, hogy valamilyen skálázási eljárást alkalmazva bemenő paramétereket szolgáltatassanak az ekvivalenskontinuum-modelleknek. Másrészt ezen ismeretek, eredmények alapján létrehozzanak egy kamra és egy telephelyi léptékű vízföldtani modellt is. Csakúgy, mint az ekvivalenskontinuum-modellek esetében, az így szerzett ismeretek jelentősen befolyásolhatják az elvi modell felépítését is.

A fentebb ismertetett modellezési folyamat célja minden esetben az, hogy a biztonsági értékelés számára megfelelő és használható ismereteket és adatokat szolgáltatasson. Ez nemcsak azt jelentheti, hogy konkrét számítási eredményeket (pl. hígulás, elérési idő stb.) adjon, hanem adott esetben a biztonsági értékelést megalapozó modellek felépítését, koncepcióját is alaposan befolyásolja. A 2. ábrán látható folyamatsort is e szemlélet, valamint a biztonsági értékelés konkrét kérdéseit szem előtt tartva alakítottuk ki.

A 2. ábrán bemutatott munkafolyamat eredményeit az Üzembehelyezést megelőző biztonsági értékelés keretein belül elvégzett vízföldtani modellezési munkák tartalmazzák (MEZŐ, BENEDEK 2007; BENEDEK et al. 2007, 2008a–c). A jelen munka keretében csakis a telephelykörnyéki FeFlow- és a telephelyi léptékű FracMan-modellt mutatjuk be, illetve hasonlítjuk össze.

Felhasznált adatok

A vízföldtani modellezési munkálatok során többféle kérdésre kellett választ, illetve becslést adni, amihez eltérő adatrendszereket lehetett felhasználni. A modellezés céljait, valamint a modellekkel kapcsolatban feltett kérdéseket alapvetően két nagyobb csoportba lehetett sorolni:

- telephely-specifikus feladatok (pl. telephelykörnyéki modellek, törések jellemzőinek becslése, árampályák becslése, stb.);
- a tároló műszaki kialakításával kapcsolatos feladatok (az EBS — Engineering Barrier System — elemeinek vizsgálata, kamra-kamramező léptékű modellek stb.).

Az első feladatcsoport teljesítése során felhasználtuk a Golder Associates (Magyarország) Kft. által az egyes mélyfúrásokban, valamint az EDZ (Excavation Damaged Zone = üregképzés által károsított zóna) körszelvényekben elvégzett kúthidraulikai mérések és számítások (transzmisszivitás) eredményeit (MOLNÁR et al. 2003a–h, ÁCS et al. 2003a–d, MOLNÁR et al. 2006b), a Geo-Log Kft. által az egyes fúrásokban elvégzett akusztikus lyukfal-televíziós (BHTV) méréseket (SZONGOTH, GALSA 2003). Szintén felhasználtuk az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet által a Bábaapáti-telephelyen elvégzett lyukradarméréseket (PRÓNAY 2003). A mélyfúrásokból származó vízminták össze-

tételének meghatározását, illetve vízgeokémiai kiértékelését HORVÁTH et al. (2004) és SZŐCS et al. (2006) végezte el. A fúrások közötti területek értelmezéséhez felhasználtuk a Golder által végzett interferenciás vizsgálatok eredményeit (BRADLEY et al. 2000, ÁCS et al. 2003b–d, BENEDEK et al. 2003b, MOLNÁR et al. 2006a). A felszíni szeizmikus reflexiós mérések eredményeit PRÓNAY et al. (2003) foglalta össze. A felszín alatti kutatás mérési és kutatási eredményeit, valamint a megfigyelések értelmezését MOLNOS et al. (2006) és BALLA et al. (2007) ismertette.

A második feladatcsoport teljesítése során nagyon kevés helyszínspecifikus adat állt rendelkezésre, hiszen a vizsgált műszaki elemek kialakítására a modellezés elvégzése után kerül sor. Mindez azt is jelenti, hogy a vízföldtani modellezésnek elsősorban a műszaki elemek kialakításának optimalizálásához kellett bizonyos támpontokat nyújtania. Következésképpen az ilyen jellegű feladatok elvégzése során mindig arra törekedtünk, hogy a lehetséges paraméter intervallumokon belül (pl. szivárgási tényező) minden lehetséges verziót elkészítsünk (BENEDEK, DANKÓ 2009). Az ebbe a csoportba sorolható modellezési munkák többsége ún. „általános” (generic) modell volt, amelyeknek az elsődleges célja a rendszer hidraulikai viselkedésének megértése volt, következésképpen rengeteg egyszerűsítést tartalmaztak.

Elvi modell

A vízföldtani modelleket felépítő vízföldtani („hidrosztratigráfiai”) egységek olyan alegységei a vizsgált kőzettestnek, amelyeken belül a vízföldtani paraméterek többé-kevésbé hasonlóak, azaz vízföldtani szempontból egységesen kezelhetők. Fontos megemlíteni, hogy a vízföldtani egységek nem mindig azonosíthatóak valamilyen geológiai egységgel: egy vízföldtani egység több geológiai egységet foglalhat magába, illetve fordítva, egy geológiai egységben belül több vízföldtani egység is elkülöníthető. Természetesen a vízföldtani egységek minél pontosabb lehatárolása, illetve azoknak a tulajdonságoknak a megválasztása, amelyek alapvetően meghatározzák az áramlási rendszert — a kettő együtt alkotja az elvi modellt — a modell megbízhatóságát alapjaiban befolyásolják. Az alkalmazott elvi modellt BENEDEK et al. (2009) munkája alapján foglaljuk össze.

A mélyfúrásokban elvégzett interferenciás kútvizsgálatok (BRADLEY et al. 2000, ÁCS et al. 2003 a–c), valamint a területen kiépített monitoringrendszer adatai (BENEDEK et al. 2003b) alapján arra lehetett következtetni, hogy a vizsgált terület vízföldtani szempontból nem egységes, hanem több kisebb-nagyobb, elkülönülő vízföldtani blokkra, egységre tagolódik (BALLA et al. 2003 és 3. ábra). Az egyes blokkokon belül több száz méter távolságra kiterjedő, viszonylag közvetlen vízföldtani kapcsolat figyelhető meg, a blokkok közötti hidraulikus kapcsolatok viszont erősen korlátozottak (BENEDEK et al. 2003b). A területről rendelkezésre álló adatok alapján a terület áramlási rendszere két különböző léptékben blokkosodik:

— kis léptékű (1–5 m) potenciálingadozások, amelyek a bemutatandó vízföldtani blokkokon belül jelennek meg (BENEDEK, MEZŐ 2005);

— nagyobb (5–25 m-es) potenciálugrások, amelyek az egymással vízföldtani kapcsolatban nem lévő vízföldtani blokkok között figyelhető meg (l. később).

Az egyes vízföldtani blokkok három forrásból kaphatják utánpótlásukat (3. ábra):

— csapadék;

— minimális mennyiségű átszivárgás a torlasztó elemeken keresztül;

— a torlasztó elemek felett történő „átbukás”, amennyiben a nagynyomású blokk megtelik vízzel.

Ugyanakkor az egyes blokkokból a víz az alábbi módokon távozhat:

— minimális mennyiségű átszivárgás a torlasztó elemeken keresztül;

— a torlasztó elemek felett történő „átbukás”, amennyiben a vízföldtani blokk megtelik vízzel; mindez azt is jelenti, hogy a torlasztó elemek teteje, illetve annak tengerszint feletti magassága alapjaiban meghatározza, hogy meddig töltődhet fel egy vízföldtani blokk;

— felszíni megcsapolás.

Az egymással vízföldtani kapcsolatban nem lévő térszerek (vízföldtani blokkok) között a fúrások minden esetben feltártak olyan erőteljesen tektonizált zónákat (BALLA et al. 2003), amelyek mentén a kőzetanyag erőteljesen felaprózódott, majd agyagásványosodott („torlasztó” elemek). E zónáknak a vastagsága pár métertől akár 20 m-ig is terjedhet, ugyanakkor csapás menti kiterjedésüket egyetlen egy esetben sem ismerjük pontosan. Csakis a vízföldtani megfigyelések alapján lehet feltételezni, hogy a legtöbb zóna több száz, esetenként több km hosszú is lehet. Fontos megemlíteni, hogy esetenként nem is egy zónáról, hanem több párhuzamos zónáról van szó (TÓTH et al. 2003). A terület jelenlegi értelmezése alapján e tektonikai zónák többnyire oldalirányú elmozdulás hatására jöttek létre (BALLA et al. 2007). A korábbi vízföldtani modellezések eredményei alapján (TÓTH et al. 2003) valószínű, hogy a területen megismert hidraulikus potenciálugrások csak abban az esetben képezhetők le megfelelően, ha a zónák szivárgási tényezőjét legfeljebb 1×10^{-12} m/s-nak tekintjük. A terepi mérések alapján az is egy kiemelten fontos megfigyelés volt, hogy az egyes vízföldtani blokkokon belül a hidraulikuspotenciál-szint megközelítően azonos volt (ÁCS et al. 2003a–c).

A rendelkezésre álló ismeretek alapján a terület déli részén (az ún. Zoltán-töréstől délre) az elkülönülő vízföldtani blokkok gyakorisága nagyobb, ugyanakkor ettől északra egy viszonylag nagy kiterjedésű, egységes blokkként kezelhető terület rész helyezkedik el (4. ábra). Az elvégzett kutatások, illetve azok értelmezése alapján eddig megismert vagy sejtett vízföldtani (torlasztó vagy jó vízvezető) elemeket BALLA et al. (2003), BENEDEK et al. (2003c) és BENEDEK, MEZŐ (2005) ismertette. A vízföldtani megfigyelések, vízföldtani jelenségek alapján meghatározott torlasztó-szigetelő szerkezeteket MEZŐ, BENEDEK (2007) is-

mertette. A 4. ábra már a 2009 decemberéig beérkezett adatok figyelembe vételével felülvizsgált elvi vízföldtani modellt (MEZŐ 2009) tükrözi. A legjelentősebb, főként torlasztó töréses övek nevét MAROS (2008) nyomán feltüntettük az ábrán. TÓTH et al. (2003) a vízföldtani modellezés eredményeire támaszkodva megállapította, hogy a hidraulikus potenciálban megfigyelt jelentős különbség az egyes vízföldtani blokkok között csak úgy képzelhető el, ha a torlasztó elemek közül néhány az ún. mállott gránit zónájában is jelen van. Ellenkező esetben ugyanis a mállott gránit zónájából a kisebb nyomású blokkok folyamatos utánpótláshoz jutnának, ami hosszabb távon a hidraulikus potenciálok kiegyenlítéséhez vezetne.

A terepi megfigyelések alapján az egyes vízföldtani blokkokon belül jobb, illetve rosszabb vízvezető képességű pásztákat lehet elkülöníteni (MEZŐ 2009, BENEDEK 2009). A vágathajtás vízföldtani tapasztalatai alapján a vizsgált gránit nem viselkedik homogén módon, azaz a relatíve jobb vízvezető képességű területek sávokba rendeződnek, közöttük viszont rossz vízvezető pászták jelennek meg. A feltételezett, illetve megismert pászták térbeli elhelyezkedését a 4. ábra mutatja be.

Az elvi modell alapján (3. ábra) a bátaapáti kutatási területen három vízföldtani egységet lehet elkülöníteni a telített zónában:

- mállott gránit;
- repedezett gránit;
- torlasztó-szigetelő szerkezetek.

Az elvi modell hatása

A korábbi (2006 előtti) modellek nem számoltak a terület jelentős blokkosodásával, a K–Ny-i csapású torlasztó elemek hatásával. Ilyen környezetben — az akkori ismereteknek megfelelően és annak ellenére, hogy a modell kalibrációja megfelelő volt, — minden árampálya észak-északnyugati irányban, Bátaapáti felé futott (MEZŐ, MOLNÁR 2003a). Mindez azt jelenti, hogy egy megfelelően kalibrált modell még nem feltétlenül szolgáltat elfogadható, valóságához közeli eredményeket.

Az ismeretek térbeli korlátozottságából eredő bizonytalanság — jelenlegi ismereteink szerint — jelentős mértékben csökkenthető, ha sikerül a területre egy olyan egységes elvi modellt, vagyis koncepciót megalkotni, ami nincs ellentmondásban a területre eddig rendelkezésre álló ismeretekkel, megfigyelésekkel, egyben jól visszaadja a megismert földtani és vízföldtani jelenségeket. MEZŐ, BENEDEK (2007) kialakított egy olyan vízföldtani modellt a korábban ismertetett elvi modell alapján, amely — legalábbis az alkalmas telephely területére — viszonylag jó közelítéssel képezi le a primer (beavatkozás nélküli) állapotra jellemző felszín alatti áramlási viszonyokat. BENEDEK et al. (2008c) — a vágathajtás során szerzett információk birtokában — módosította ezt a vízföldtani modellt, egyben megállapította, hogy az akkori ismeretességi szinten nem lehet egyetlen, ellentmondásmentes vízföldtani modellt felállítani. Négy, lényegesen különböző modellváltozat mind-

egyikével sikerült kielégítően kis hibával modellezni a nyugalmi (primer) hidraulikus potenciál térbeli eloszlását. Megállapították, hogy a terület földtani, vízföldtani ismertségének akkori szintjén egyik modellváltozatról sem állítható, hogy a másiknál megbízhatóbb volna, amennyiben a modellkalibráció során csak a nyugalmi potenciálok egyezését vizsgáljuk. A lehetséges modellváltozatok számának csökkentését csak további (elsősorban időben változó vízföldtani) információk bevonásával tartották lehetségessé.

Az előző fejezetben ismertetett elvi modell igen jó egyezést mutat a legtöbb vízföldtani megfigyeléssel. Ugyanakkor érdemes megemlíteni, hogy a torlasztó elemek többségének determinisztikus megadásához nem rendelkezünk megfelelő információval. Nem ismerjük például a torlasztó elemek elhelyezkedését, kiterjedését, kapcsolódását, vízföldtani paramétereit, valamint a torlasztó elemek viszonyát a jó vízvezető elemekhez. A legtöbb ismeret a terület fúrásokkal feltárt részéről áll rendelkezésre, amelyet a korábbi vízföldtani jelentések részletesen bemutattak. Ezeket az ismereteket, a vágathajtás tapasztalataival kiegészítve, lehetőség szerint mindig beépítettük a modellekbe.

A bátaapáti (üvegutai) kutatás keretében — a nemzetközi irodalomtól eltérően — nem egymással egyenértékű, de egymástól jelentősen különböző elvi modelleket hoztunk létre, hanem az előző fejezetekben ismertetett elképzelést, munkahipotézist teszteltük különböző matematikai eszközökkel. Az elvi modell ilyen — geomatematikai — jellegű vizsgálatát BENEDEK et al. (2008b) ismertette. Hangsúlyozzuk, hogy a munkálatok keretében csakis az elvi vízföldtani modellt vizsgáltuk meg.

Az elvi modell vizsgálata során meg lehetett állapítani, hogy a vizsgált paraméterek közül a potenciálszint az, amely alapján leginkább elkülönülnek az egyes vízföldtani blokkok, ugyanakkor a többi vizsgált paraméter esetében nem lehetett megfigyelni jelentős különbségeket az egyes blokkok között. Igaz ez a transzmisszivitásra is, azaz nem a vízvezető képesség blokkokon belüli változékonysága okozza az áramlási rendszer blokkosodását. Az egyes vízföldtani blokkok összehasonlításának fontos megállapítása volt az is, hogy térbeli trendeket nem lehetett kimutatni a vizsgált paraméterek alapján.

Vízföldtani modellezés

Adatok léptékfüggése

A vízföldtani elvi modell kialakítása és ellenőrzése után a területre rendelkezésre álló adatok (paraméterek) vizsgálatát kellett elvégezni.

A modellezés során felhasznált, egymástól eltérő, de egymást jól kiegészítő eljárás (FeFlow, FracMan) megközelítően azonos adatok felhasználását igényli (szivárgási tényező – transzmisszivitás, porozitás – apertúra stb.). Ugyanakkor a nemzetközi tapasztalatok arra engedtek következtetni, hogy egy adott paraméter felhasználhatóságát jelentő-

sen befolyásolja az a tény, hogy az adott információ milyen léptékhez köthető. Klasszikus példa erre vonatkozóan az, hogy egy adott törérendszer vizsgálata különböző léptékekben hogyan kapcsolható össze. Töréseket meg lehet vizsgálni vékonycsiszolatban, feltárásméretben vagy esetleg szeizmikus szelvények léptékében. Vékonycsiszolatban — annak természetéből adódóan — csak az igen apró töréseket tudjuk meghatározni, ugyanakkor a több méteres vagy száz méteres szerkezetekről így nem kapunk információt. Igaz ez a megfigyelés a másik irányban is, hiszen a legapróbb töréseket a szem felbontóképességének szintjén már nem láthatjuk. Ugyanezen „korlátosság” feltárás és telephelyi léptékben is teljesül. Ugyanakkor az eltérő léptékű adatok összekapcsolása jelentős információt szolgáltat a rendszer egészének viselkedéséről. A jelen munka keretében két adatrendszer (törések hossza, transzmisszivitás) alapján mutatjuk be a léptékfüggést, de a léptékfüggés igaz gyakorlatilag az összes megismert paraméter esetében is (irány, gyakoriság; térbeli elrendeződés stb.).

A töréshosszak vizsgálata során az alábbi adatforrásokat tekintettük át:

— az A1 és A2 árok földtani-tektonikai dokumentációja (BALLA et al. 2003, GYALOG et al. 2003);

— az egyes mélyfúrásokban elvégzett radarvizsgálatok (PRÓRAY 2003);

— a területen elvégzett szeizmikus reflexiók mérések (PRÓRAY et al. 2003);

— a lejtőszaknában elvégzett dokumentálási adatok (MOLNOS et al. 2006).

A fenti adatok alapján elkészítettük a törések kiegészítő kumulatív relatív gyakoriságát (Complementary Cumulative Distribution Function) annak érdekében, hogy a mérési adatokat összevehetjük a más forrásokból rendelkezésre álló információkkal (BENEDEK, MEZŐ 2005). Az egyes eloszlásfüggvényeket minden esetben a feltárás méretével normalizáltuk, azaz a különböző léptékű adatok összehasonlíthatóvá váltak. Az összehasonlítás eredményeit az 5. ábra mutatja be. Az ábrán jól megfigyelhető, hogy a vágatdokumentáció eredményei igen jó egyezést mutatnak az A1 és A2 árokból, a radarmérésekből, valamint a szeizmikus értelmezésekből szerkesztett eloszlásokkal (egyezés alatt a függvények meredekségének hasonlóságát értjük). Az 5. ábra alapján úgy tűnik, hogy a különböző méretű törések egy ilyen normalizálási eljárást követően összehasonlíthatóvá válnak, és egy jól definiálható egyenes mentén helyezkednek el. Az ábrán az is világosan megfigyelhető, hogy minden egyes adatrendszer esetében van egy felső és egy alsó görbület, ami a nem megfelelő mintázással hozható összefüggésbe: 1) a kisebb törések nem jelennek meg egy adott felbontás mellett, azaz alulreprezentáltak; 2) a túl nagy törések hosszát pedig nem lehet valóságosan meghatározni egy adott feltárás léptékében. A két görbület között egy egyenes szakasz figyelhető meg, ami alapján becsülhetőek a törések hosszát leíró statisztikai paraméterek. A modellezések során a törések hosszát hatványfüggvénnyel közelítettük. A fenti vizsgálati módszer alapján viszonylag kevés nagy kiterje-

désű törés jelenhet meg a vizsgált kőzettestben, ugyanakkor a törések méretének csökkenésével egyre nagyobb törésgyakorisággal lehet számolni.

A bátaapáti (üveghutai) kutatási területen a gránit vízvezető képességét (szivárgási tényező vagy transzmisszivitás) értékeit alapvetően három forrásból ismerjük:

— a felszíni fúrásokban, illetve a vágatokból indított előfúrásokban és szondafúrásokban elvégzett egyedi hidrodinamikai vizsgálatokból (BALLA et al. 2003, 2007);

— a vágatokban, a sugaras EDZ-fúrásokban végzett hidrodinamikai vizsgálatokból (MOLNÁR et al. 2006b);

— a mélyfúrásokban elvégzett interferenciás hidrodinamikai vizsgálatok eredményeiből (BRADLEY et al. 2000, ÁCS et al. 2003b–d).

Mindhárom típusú vizsgálat kiértékelése a transzmisszivitás értékére ad becslést. A transzmisszivitási adatok vizsgálata során alapvetően az alábbi léptékfüggések léphetnek fel: 1) a vizsgálati szakasz hossza (minél hosszabb a szakasz, annál nagyobb a transzmisszivitás); 2) a vizsgálat időtartománya (minél hosszabb a teszt időtartama, annál valószínűbb, hogy nagy transzmisszivitású törést is „meglát”); 3) a vizsgált térrész nagysága (egyutas tesztek csak viszonylag kis kőzettestet vizsgálnak a kút környezetében, ezzel szemben az interferencia tesztek nagy kőzetblokkokat „világítanak” át).

A 6. ábra mutatja be a három forrásból származó transzmisszivitási értékek empirikus eloszlásfüggvényeit. A legérdekesebb képet az EDZ-fúrásokból származó vezetőképességek eloszlása adja, amely bimodális jellegű. A nagyobb értékek tartományában ($T > 1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) az EDZ-fúrásokból származó értékek empirikus eloszlásfüggvénye jó közelítéssel egybeesik a felszíni fúrásokban végzett egyedi pakkeres tesztekkel származó értékek eloszlásfüggvényével, amennyiben az értékeket a feltárás (pakker) hosszával normalizáljuk, azaz a szivárgási tényező értékét hasonlítjuk össze (MEZŐ, BENEDEK 2007). A kis értékek ($T < 1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) tartományában azonban az eltérés jelentős. Az eltérés magyarázatához tudnunk kell, hogy a felszíni fúrásokban végzett tesztek esetében a vizsgált lyukszakasz hossza döntően 10 m volt, míg az EDZ-fúrások esetében 0,5–1 m. Az EDZ-fúrások adatainak alsó módusza a kőzetmátrix (ez esetben: a repedések nélküli kristályos alapkőzet) vízvezető képességére jellemző értéket ($T \approx 1 \times 10^{-12} - 1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$) mutat, míg a konnektív töréshálózatot inkább a $T = 1 \times 10^{-9} - 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ transzmisszivitási tartomány jellemzi. Az interferenciás vizsgálatok viszont kifejezetten csak a nagy kiterjedésű (néhány száz méter hosszúságú) törésekre jellemző transzmisszivitás ($T = 1 \times 10^{-7} - 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) tartományát „látják”. A léptékfüggés ilyen jellegű vizsgálata igen jó eszköz volt arra, hogy az egyes vízföldtani blokkokon belül megjelenő törések viselkedéséről is elvi modellt lehessen felállítani (BENEDEK et al. 2009). Eszerint az egyes blokkokon belül a fő hidraulikai folyamatokat a nagy kiterjedésű és nagy vezetőképességű törések hálózata határozza meg (interferenciás tesztek), míg a kőzetmátrix, illetve a rosszabb vezetőképességű, kisebb kiterjedésű törések a hidraulikai

folyamatokban kis szerepet játszanak, viszont (előzetes feltételezésünk szerint) a transzportfolyamatokban annál nagyobbak. Ezek a nagy kiterjedésű jó vízvezető szerkezetek mintegy a vázát adják a vizsgált kőzettestnek, és nagy vízvezető képességüknek köszönhetően a hidraulikus potenciálszinteket az egyes blokkokon belül kiegyenlítik akár több száz méteres távolságon belül is, ami jó összhangban van a terepi megfigyelésekkel.

A fenti két példa csak egy-egy szeletét mutatja be a vizsgált kőzettestnek, ugyanakkor jól rávilágít arra a problémára, hogy egy adott mérési módszer, illetve a hozzá tartozó lépték nem ad minden esetben megfelelő információt arra vonatkozóan, hogyan is viselkedik a rendszer. Ugyanakkor a különböző léptékekben rendelkezésre álló adatok vizsgálata azt a kérdést is felveti, hogy az így rendelkezésre álló adatok alapján hogyan lehet (adott esetben egyetlen adattal) paraméterezni a modelleket (upscaling).

A következő fejezetekben a munkálatok keretében kialakított FeFlow- és FracMan-modellek felépítését mutatjuk be, illetve hasonlítjuk össze.

Alkalmazott peremfeltételek

Egy hidrogeológiai modellezés lefutását, eredményét alapvetően befolyásolja, hogy egy adott geometriájú modellt milyen peremfeltételekkel „ruházunk fel”. Ezek a peremfeltételek jelentik a modellezett térrész számára a kapcsolatot a külvilággal, illetve (ha készültek ilyenek) a nagyobb léptékű modellekkel. Általános (generic) modellek felállításakor a peremfeltételek is általánosak, e modellek célja ugyanis nem a terület leírása, hanem egy adott rendszerelem hatásának vizsgálata egyszerűsített peremfeltételek mellett. A telephelyi és telephelykörnyéki modellezések esetében a modellezett térrész határai konkrét földrajzi, hidrogeológiai objektumok (völgyek, patakok stb.) alkották, azaz egyéb vizsgálatokból szerzett információinkat kellett peremfeltételként beépíteni a modellekbe.

A vízföldtani modellezés (BENEDEK et al. 2008a–c, MEZŐ 2009, BENEDEK 2009) során konzervatív módon a modellezett terület alsó és oldalsó peremeit általában zárt határáként kezeltük. Ugyanakkor állandó nyomású peremfeltételeket határoztunk meg a modellezett területen belül, illetve annak határára futó patakok mentén. A modelleket minden esetben kiterjesztettük a talajvíz felszínéig, ezért a modellezés során megadtuk a felső határfelületen beszivárgó víz mennyiségét (25 mm/év, BALLA et al. 2003). A patakok mentén (allúviumban) nem számoltunk beszivárgással, mivel ezen a területen a beszivárgás és a párolgás egyensúlyát tételeztük fel. A FeFlow-modellben ezt a képet annyiban árnyaltuk, hogy a csomópontok vízforgalmának vizsgálata alapján csak azokban a csomópontokban tartottuk meg a peremfeltételt, amelyek megcsapolták a felszín alatti vízrendszert (a vízforgalom vizsgálatát és a fokozatos közelítést a FeFlow-szoftver automatikusan elvégzi).

Külön feladatként jelentkezett a modellezési munkálatok során a vágat-előrehaladás modellezése (BENEDEK et al. 2008c, MEZŐ 2009). Ekkor felszín alatti peremfeltéte-

leket is beépítettünk a modellbe. A lejtőszaknák megcsapoló hatását időben változó értékű, előírt nyomású peremfeltétellel modelleztük. A vágatok egyes pontjaiban a vájvég bemért magasságának megfelelő potenciálértéket írtunk elő peremfeltételként. Az egyes csomópontokban előírt peremfeltételek csak akkor léptek működésbe, amikor a vágat a valóságban is az adott ponthoz ért. Ehhez a felszín alatti peremfeltétellel jellemzett csomópontokra időben változó kényszerfeltételt alkalmaztunk, azaz a számított fakadó vízhozamra időbeli korlátot írtunk elő. Eszerint az egyes csomópontokban fakadó vízhozam mindaddig zérus, amíg a vágat az adott csomópontot el nem éri, onnantól viszont a korlátozást feloldottuk. A FeFlow-szoftver ezt az eljárást iterációval oldja meg, azaz az előírt nyomású csomópontokban számított vízhozam értékét összehasonlítja az előírt hozamkorláttal (ha van ilyen) és — amennyiben szükséges — módosítja a peremfeltétel típusát. A felszín alatti peremfeltételekre előírtunk egy másik fajta hozamkorlátot is, azaz vágatok nyomvonalában lévő pontokra megtiltottuk a betáplálást.

A modellek geometriája

A munkafolyamat során alkalmazott két szoftver alapvetően eltérő modellépítést igényel. A FeFlow egy determinisztikuskontinuum-megközelítésnek tekinthető, amelyben az egyes háromdimenziós elemek egymással összeérnek térben, majd ezeket az elemeket determinisztikusan kell paraméterezni. Ezzel szemben a FracMan-megközelítés az ún. diszkrét törések rendszerén alapul, amelyben az egyes töréseket kétdimenziós elemekkel írjuk le, a törések pedig csakis a metszésük menetén érintkeznek egymással. Ezenkívül az egyes törések sztochasztikusan paraméterezhetők. Mindezek a tények egyértelműen jelzik, hogy a két megközelítés teljesen eltérő geometriai felépítést, valamint paraméterezést igényel.

Fontos azonban kiemelni, hogy mind a két elgondolás ugyanabból (a korábban már ismertetett) elvi modellből indult ki. Ezek alapján az alábbi vízföldtani egységeket lehetett elkülöníteni: 1) mállott gránit; 2) torlasztó-szigetelő szerkezetek; 3) repedezett gránit.

A mállott gránit zónáját csak a FeFlow megközelítésében tudtuk figyelembe venni. A mállott zóna 20 m volt.

A torlasztó-szigetelő szerkezeteket a FeFlow-ban a 4. ábra alapján határoztuk meg. A modellben szereplő szerkezeteket minden olyan esetben, ahol a fúrások vagy a lejtőszaknák ilyet harántoltak, a megfelelő helyen építettük be a modellbe. Ugyanakkor a harántolásoktól távolodva a szerkezetek térbeli pozíciójának megbízhatósága jelentősen csökken. Ezt felismerve a FracMan-megközelítésben igyekeztünk meghatározni a torlasztó-szigetelő szerkezetek legfontosabb geometriai paramétereit (irány, hossz, gyakoriság, térbeli modell; BENEDEK et al. 2008a). Ugyanakkor a munkálatok előrehaladtával a töréses modellek által vizsgált térrész már csakis egy adott, az I. kamravezőt is magába foglaló vízföldtani blokkra terjedt ki (BENEDEK 2009). Ebben a modellváltozatban a sztochasztikusan

1. táblázat. A blokkokon belül megjelenő törések fő statisztikai paraméterei (BENEDEK 2009)

<i>A repedések iránya</i>	a lyukfal-televíziós mérések alapján, a jobb, illetve gyengébb vízvezető szerkezetek elkülönítve
<i>A repedések alakja</i>	négyszögletű síklapok;
<i>A repedések mérete</i>	hatványfüggvény-eloszlás $X_0=0,2$; $D=3,26$
<i>A repedések gyakorisága</i>	térfogati gyakoriság $P_{12}=12 \text{ m}^2/\text{m}^3$
<i>A repedések térbeli elrendeződése</i>	módosított Baecher-modell, (Poisson-eloszlás), ill. exponenciális modell együttes alkalmazása

kialakított torlasztó elemek a modellezett térrész peremreit határozták meg, a torlasztó elemek paraméterezésére nem volt szükség (7. ábra, b).

A vízföldtani blokkokon belüli töredezett kőzettestek térbeli elhelyezkedését a FeFlow-megközelítésben meghatározta a torlasztó-szigetelő szerkezetek elhelyezkedése, azaz a torlasztó szerkezetek által nem érintett térrészen mindenhol ilyen egység található a modellekben. A FracMan-megközelítés során a torlasztó-szigetelő szerkezetek között törérendszerket hoztunk létre a megfelelő geometriai paraméterek alapján mind a jobb, mind a rosszabb vízvezető képességű pászttámban. A modellezés során becsült legfontosabb statisztikai paramétereket a vízföldtani blokkokon belül megjelenő törésekre vonatkozóan az 1. táblázat foglalja össze.

A modellek hidraulikai paraméterezése

A hidraulikai modellek kialakítása során a geometriai jellegek ismeretében elsősorban a vízvezetőképességet (szivárgási tényező vagy transzmisszivitás), valamint a rendszer tározóképességét (fajlagos tározóképesség vagy tározási tényező) kellett megbecsülni attól függően, hogy az adott modell FeFlow- vagy FracMan-környezetben épült fel.

A FeFlow-modellekben a torlasztó-szigetelő szerkezetek szivárgási tényezője 1×10^{-12} m/s volt. Megjegyezzük, hogy erre az értékre vonatkozóan nem áll rendelkezésünkre terepi mérési eredmény, ugyanakkor a korábbi modellezési munkálatok eredményei arra utaltak, hogy egy ilyen értékkel számolva a területen megfigyelt jelentős potenciálugrások jól reprodukálhatóak (TÓTH et al. 2003).

Jelentős kihívás volt a modellezés számára az, hogy a területen elvégzett nagyszámú kútteszt eredményei alapján hogyan lehet meghatározni az egyes vízföldtani blokkokon belül elhelyezkedő kőzettestek ekvivalens szivárgási tényezőjét. A kutatás korábbi fázisaiban ez az érték $\approx 1 \times 10^{-9}$ m/s volt (TÓTH et al. 2003), ami nagyságrendileg megegyezett a mérési eredmények átlagával (BALLA et al. 2004). Ugyanakkor a legújabb modellezési munkák (MEZŐ, BENEDEK 2007, MEZŐ 2009, BENEDEK 2009) eredményei arra engedtek következtetni, hogy ez az érték valószínűleg kisebb, mint a valós érték. A korábban bemutatott elvi modell alapján felépített vízföldtani modell eredményei arra utaltak, hogy 1×10^{-9} m/s-es érték esetében az egyes vízföldtani blokkokon belül is jelentős hidraulikus gradiens jön létre. Ez az eredmény nincs összhangban a terepi mérések eredményeivel, hiszen pl. az Űh-2 és Űh-43

fúrásnak szinte teljesen megegyezik a becsült hidraulikus potenciálszintje, miközben távolságuk ≈ 500 m. A szerzők inverz modellezéssel addig változtatták a blokkok szivárgási tényezőjét, amíg a mért potenciálok igen jól megegyeztek a terepi mérési eredményekkel. A legalacsonyabb szivárgási tényező 1×10^{-8} m/s volt, amelynél még nem jött létre jelentősebb hidraulikus gradiens a blokkokon belül. Egy másik elméleti probléma a terepi mért értékek átlagával kapcsolatban az, hogy a különböző léptékekben elvégzett mérések egyértelműen a vízvezető képesség léptékfüggését jelezték: minél nagyobb volt a vizsgálat léptéke, annál nagyobb volt a becsült transzmisszivitás (6. ábra). Ez a megfigyelés arra utalt, hogy nagy léptékben (blokkok méretében) a nagy kiterjedésű, jó vízvezető szerkezetek határozzák meg a rendszer vízföldtani viselkedését, ezzel szemben a lokális folyamatok (pl. transzport) esetében a kisebb kiterjedésű és alacsonyabb vezetőképességű szerkezeteknek lehet kitüntetett szerepe. BENEDEK (2009) a vízvezető képesség és lépték kapcsolata alapján töréses modelleket hozott létre, amelyek alapján elvégezte a felskalozást (upscaling). A számítási eredmények alapján a vízföldtani blokkok ekvivalens szivárgási tényezője 1×10^{-8} – 1×10^{-7} m/s lehet a rosszabb vízvezető képességű pászttámban, míg 1×10^{-7} – 1×10^{-6} m/s a jobb vízvezető képességű pászttámban. A FeFlow-modellezés során ezek az értékek 2×10^{-8} és 2×10^{-7} m/s voltak. BENEDEK et al. (2008c) a vágatokba beáramló fakadó vízhozamra történő kalibrálással szintén 1×10^{-8} m/s nagyságrendűnek becsülte a gránit szivárgási tényezőjét. A fajlagos tározás értéke 1×10^{-5} 1/m volt, amit a modellek kalibrálásával határoztunk meg (BENEDEK et al. 2007, 2008c).

A töréses modell esetében nem volt szükség arra, hogy a modellt skalázzuk. A terepi eredmények alapján felismert vízvezető képesség – lépték kapcsolat alapján az egyedi szerkezetek, törések transzmisszivitását kellett megbecsülni. Ehhez hatványkapcsolatot (DERSHOWITZ et al. 2003) írtunk elő, amely alapján a törések méretének segítségével a transzmisszivitás becsülhető. A modellezés során a hatványkapcsolat paramétereit addig változtattuk, amíg a terepi és modellezett transzmisszivitások eloszlásfüggvénye jó egyezést mutatott (6. ábra). A tározási tényező értéke az egyes törésekre vonatkozóan 1×10^{-5} volt, amit az északnyugati interferenciás kútvizsgálat modellezése alapján kaptunk.

A torlasztó-szigetelő szerkezetek transzmisszivitása 1×10^{-10} m²/s-re volt becsülhető. A modelleket — jellekükből adódóan — úgy alakítottuk ki, hogy a blokkokon

belül megjelenő törések nem harántolhatták a torlasztó elemeket, következésképpen két blokk között csakis a torlasztó-szigetelő szerkezeteken keresztül valósulhatott meg vízföldtani kapcsolat.

A FeFlow- és FracMan-modell esetében a paraméterek térbeli kiosztását a 7. ábra mutatja be.

Eredmények, további kutatási lehetőségek

Fontosnak tartjuk hangsúlyozni, hogy a modellezés során nem törekedtünk arra, hogy a terepi megfigyeléseket minél pontosabban adjuk vissza a kialakított vízföldtani modellekkel, hiszen ez a modell túlzott mértékű részletességét kívánta volna meg. A modellezés során elsősorban a telephely felszín alatti vízáramlásának a biztonsági értékelés szempontjából lényeges folyamatait igyekeztünk leképezni, megérteni.

A telephelyi és telephelykörnyéki vízföldtani modellezés néhány fontos eredménye az alábbiakban foglalható össze:

— Az alkalmazott elvi modell alapján mind a FeFlow-, mind a FracMan-modell igen jól vissza tudta adni a bábaapáti kutatási terület legtöbb vízföldtani jellegzetességét (8. ábra).

— A kialakított modellek igen jól leképezték a terület potenciálterében megfigyelt jellegzetességeket, amelyek a következők: 1) jelentős potenciálugrás a torlasztó elemek mentén; 2) megközelítőleg azonos potenciálok az egyes vízföldtani blokkokon belül. Természetesen az egyik modell eredményei csakis determinisztikusan, a másik modell eredményei sztochasztikusan jelennek meg. A modellek által számított gradienstér statisztikailag igen jó egyezést mutat a terepi megfigyelésekkel.

— Az elvégzett transziens modellezések (interferenciateszt) eredményei alapján a víztermelés hatására csak azok a megfigyelős szakaszok válaszoltak, amelyek azonos vízföldtani blokkban voltak a jeladó szakasszal. A jeladó szakasz környezetében kialakuló több száz méteres depresszió hatását nem lehetett kimutatni a torlasztókkal elkülönített megfigyelési szakaszokban, válaszjelet a víztermelésre csak azok a szakaszok mutattak, amelyek nyugalmi potenciálja megegyezett a jeladó szakasz nyugalmi potenciáljával.

— Az elérési útvonalakat, illetve a felszínre érési helyeket alapvetően meghatározza a torlasztó-szigetelő szerkezetek térbeli elhelyezkedése. Mindez azt is jelenti, hogy a torlasztó-szigetelő szerkezetek térbeli elhelyezkedésének vizsgálata kiemelt jelentőségű annak megítélése során, hogy hol lehetnek a potenciális felszínre érési helyek.

— Az alkalmazott elvi modell nemcsak a permanens vízföldtani megfigyelések modellezésére alkalmas, hanem a transziens folyamatok (interferenciás kútvizsgálatok, lejtőszaknák depressziós hatása) leképezésére is igen megfelelőnek bizonyult (9. ábra). Ugyanakkor ezek a transziens modellezési eredmények rávilágítottak arra a problémára is, hogy a területen lévő torlasztó-szigetelő szerkezetek pontos

elhelyezkedéséről nagyon kevés információ áll a rendelkezésünkre, és ennek az információnak a megbízhatósága meredeken csökken, ahogy távolodunk a feltárásoktól (fúrások, vágatok stb.).

A fenti eredmények mind-mind a terület hidraulikai folyamatainak megértésére vonatkoztak. Ugyanakkor az egész kutatás egyik legsarkalatosabb pontja az, hogy a tárolórendszerből potenciálisan kikerülő szennyeződések transzportja hogyan alakul a jövőben. Ehhez nem elégséges a hidraulikai folyamatok megfelelő értelmezése, illetve modellezése, hanem célzott, a felszín alatti anyag terjedésére vonatkozó terepi vizsgálatok és azok megfelelő értelmezése is szükséges. A bábaapáti kutatások keretében az elmúlt években számos olyan terepi, illetve laboratóriumi vizsgálat készült, amelyek célja az volt, hogy információt szolgáltatassanak a vizsgált terület transzportfolyamatairól. Ezek közül az egyik legfontosabb vizsgálat volt a Bm-3 és Bm-4 fúrás környezetében elvégzett felszín alatti nyomjelzéses anyagáramlás-vizsgálat. Ezen vizsgálat keretében az egyik fúrásba nyomjelző anyagokat injektáltak, majd a másik fúrásban mérték a nyomjelző anyagok koncentrációját. A vizsgálatokat, ill. azok eredményeit és értelmezéseit MOLNÁR et al. (2008) foglalta össze.

Az eredmények kiértékelése során több analitikus és numerikus megközelítést is alkalmaztunk. Összességében a különféle kiértékelési módszerek hasonló eredményre vezettek: a tisztán advektív-diszperzív anyagtranszport-hoz képest — még az olyan konzervatív (azaz nem megkötődő és lebomló) nyomjelző anyagok esetében is, mint amilyen a NaCl és az urán — az áttörési görbék jelentős késést mutatnak. Ez a hatás a GoldSim-modell szerint mátrixdiffúzióval leképezhető, de a FracMan-modell eredménye szerint azt inkább az aktív árampályákhoz kapcsolódó, pangó vízű repedésekkel (jelentős terfogató immobil zónákkal) lezajló diffúziós anyagforgalom okozza. Ez utóbbi elképzelést támasztja alá a Bábaapáti-telephely gránitos befogadó közzeteinek nagyfokú repedezettsége is.

Hangsúlyozni kell, hogy a nemzetközi irodalomban időszerű témakör az, hogy a terepen elvégzett nyomjelzéses mérések hogyan terjeszthetők ki a biztonsági értékelés hossz- és időléptékére. Elég csak arra gondolni, hogy a legtöbb nyomjelzéses anyagáramlás mérés legfeljebb pár 10 m-es léptékben zajlik néhány hétig, ezzel szemben egy adott terület biztonsági értékelése több km-es és több százezer évig tartó folyamatokat vizsgál. A kérdés egyelőre nyitott a bábaapáti kutatási területen, a szerzők megítélése szerint megoldására csak a rendelkezésre álló, különböző hossz- és időléptékű transzportadatok integrált értékelésével van egyáltalán esély (10. ábra). Ezenkívül szükség van olyan terepi és laboratóriumi nyomjelzéses vizsgálatok elvégzésére, amelyek ugyanazon közzettestet vizsgálják eltérő peremfeltételekkel (pl. hidraulikus gradiens) vagy ugyanazon metodikával vizsgálnak eltérő sajátosságokkal (pl. vízvezető képesség) rendelkező közzettesteket.

A modellezési eredmények alapján további kutatási területeket lehet körvonalazni az alábbiak szerint:

— A telephelyi FracMan- és a telephelykörnyéki

FeFlow-modell eredményeit figyelembe véve érdemes elkészíteni egy félig determinisztikus, félig sztochasztikus modellt, amely magában foglalná a területen megismert, illetve sejtett legtöbb szerkezetet (FeFlow-modell), a kutatások által nem érintett területeket, térrészeket pedig sztochasztikusan lehetne leképezni (FracMan).

— A terepi megfigyelések, illetve a vízföldtani modellezések eredményei arra engednek következtetni, hogy a területre alkalmazott elvi vízföldtani modell jól működik, ugyanakkor a lehetséges transzportfolyamatokra, illetve a transzportfolyamatok elvi modelljére vonatkozóan nagyon kevés információ áll a rendelkezésünkre. Mindezek alapján érdemes nagyobb figyelmet szentelni a transzportfolyamatokra a jövőben, illetve a területen elvégzendő nyomjelzéses anyagvizsgálatok eredményeit be kell építeni a vízföldtani modellekbe. A vizsgálatok alapján olyan transzportparaméterekre (apertúra, diszperzitás, mátrixdiffúzió, mobilis és immobilis zónák aránya stb.) vonatkozóan kaphatunk becslést, amelyeket eddig csak szakirodalmi adatok vagy szakértői becslések alapján határoztunk meg.

Fontosnak tartjuk hangsúlyozni, hogy a vízföldtani modellek még nincsenek lezárva. A felszín alatt zajló kivitelezési munkálatok során keletkező újabb adatok, értelmezések, megfigyelések jelentősen befolyásolhatják ismereteinket a bátaapáti kutatási terület vízföldtanára vonatkozóan. Ezeket az eredményeket a jövőben is be kell építeni a modellekbe, a modellek frissítése a jövőben is szükséges.

Összefoglalás

A kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékokat befogadó felszín alatti tároló építése és üzemeltetése közben, illetve lezárása után egyaránt felmerülnek olyan kérdések, amelyekre csak megbízható vízföldtani modell(ek) birtokában adhatunk választ. Ilyen kérdések például, hogy mennyi a vágatokba, illetve kamrákba beáramló vízmennyiség, milyen a tárolórendszer üzemeltetése alatt kialakuló depressziós tér időbeli alakulása, mennyi idő alatt töltődik vissza a rendszer a tároló lezárása után, illetve a lezárt tárolókamrákból potenciálisan kiszabaduló radioaktív szennyeződés milyen útvonalon, mennyi idő alatt és milyen aktivitással ér a bioszférába.

Az Üzembehelyezést megelőző biztonsági értékelés keretén belül számos, különböző megközelítésen alapuló, eltérő léptékű, eltérő kérdéseket megválaszolni tudó modell készült (BENEDEK et al. 2007, 2008a–c; MEZŐ 2009; BENEDEK 2009). A modelleket alapvetően két nagyobb csoportba lehet sorolni attól függően, hogy azok milyen

kérdésekre igyekeztek választ adni: 1) telephely-specifikus modellek; 2) a tároló műszaki kialakításával kapcsolatos modellek. A jelen dolgozat keretében csakis a telephely-specifikus feladatok elvégzéséhez kialakított modellek egyes részleteit mutattuk be.

A vízföldtani modellek felépítése előtt minden esetben kiemelt jelentősége van annak, hogy a vizsgált terület vízföldtani viselkedését minél jobban megértsük. Nemzetközi tapasztalatok alapján az elvi modell bizonytalansága legalább annyira jelentős lehet, mint a modelleket felépítő paramétereké. A bátaapáti kutatási területen elvégzett mérések, megfigyelések, értelmezések alapján sikerült létrehozni egy olyan elvi modellt, ami a jelenlegi ismeretségi szinten megfelelően írja le a vizsgált térrész vízföldtanának sajátosságait. Az elvi modellt a munkálatok keretében független — geostatistikai — eljárásokkal is ellenőriztük, ami megerősítette vízföldtani, földtani alapon megalkotott modellt.

Az elvi modell alapján alakítottuk ki a telephelyi és telephelykörnyéki léptékű modelleket. A modellezés során két, egymástól jelentősen eltérő, de egymást igen jól kiegészítő eljárást, megközelítést alkalmaztunk: 1) determinisztikuskontinuum-megközelítést (FeFlow); 2) sztochasztikus-diszkrétörés-megközelítést (FracMan). A dolgozatban ismertettük a két megközelítés geometriai és vízföldtani paraméterezését, illetve azokat a problémaköröket (pl. léptékfüggés, skálázás), amelyeket meg kellett oldanunk annak érdekében, hogy megbízható eredményeket kapjunk. A két eltérő megközelítéssel kapott eredmények alátámasztották az elvi modellt, hiszen nemcsak a permanens, hanem a tranzienis folyamatokat is megfelelően sikerült leképezni. Mindkét eljárás eredményei arra utaltak, hogy a területen található ún. torlasztó-szigetelő szerkezeteknek kiemelt jelentősége van a vizsgált térrész áramlási viszonyaira, ugyanakkor e szerkezetek geometriai és vízföldtani paraméterezéséhez igen korlátozott számban áll a rendelkezésünkre információ.

A szerzők megítélése alapján a továbblépés fő irányai az alábbiak szerint jelölhetők ki: 1) félig determinisztikus, félig sztochasztikus modell kialakítása; 2) transzportfolyamatok részletes vizsgálata mind terepi mérésekkel, mind modellezéssel.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki az Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Nonprofit Kft.-nek az adatok felhasználásáért, illetve a publikáció engedélyezéséért. Külön köszönet illeti Martin Goldsworthy-t (Golder Associates, Peru) és Balla Zoltánt (MÁFI) az angol nyelvi lektorálásért, illetve a szakmai egyeztetésekért.

A Bátaapáti körzetében végzett felszíni geoelektromos mérések újszerű feldolgozása, a gránitfelszínre és a fedőösszletre vonatkozó eredmények

SŐRÉS LÁSZLÓ, VÉRTESY LÁSZLÓ, GULYÁS ÁGNES, TÓTH ZOLTÁN

Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

Tárgyszavak: aljzat, Délkelet-Dunántúl, ellenállás, Magyarország, mélység, tranziens elektromágneses szondázás, üledék, vastagság, VESZ

Kivonat

A bátaapáti mérési területen 1997 és 2005 között több száz tranziens elektromágneses mérés, VESZ-mérés és számos multielektrodás egyenáramú mérés történt. Ezek célja a lösszel fedett gránitfelszín morfológiájának és a fedőrétegek belső szerkezetének vizsgálata volt. A mérések feldolgozását egy újszerű eljárással végeztük, amely a felszíni és fúrási geofizikai adatok együttes inverziójával történt. Az eljárás alkalmazásával az ekvivalenciából eredő bizonytalanságot sikerült lényegesen csökkenteni. A cikk röviden ismerteti a geofizikai inverzió módszerét, a vezetőképesség ekvivalenciaproblémáját, és megmutatja, hogy a „fúrás-felszín optimalizációs” eljárással miként lehet növelni a modellparaméterek megbízhatóságát. Az eredmények bemutatásával áttekintést adunk a terület általános felépítéséről, a geoelektromos aljzatként viselkedő gránit felszínéről és a fedőrétegek vízzáró képességével szoros kapcsolatban álló elektromos ellenállás térbeli eloszlásáról. A több mint 800 szondázásból kapott rétegvastagság- és ellenállásadatok elegendőek a gránitfelszín feletti térrész 3D leképezéséhez.

A geofizikai inverzióról — általában

A gradiensmódszer

A geofizikai kutatás során nem közvetlenül vizsgáljuk a földtani környezetet, hanem a mérési adatokból megpróbáljuk meghatározni azokat a tényezőket, amelyek a méréseinket leginkább befolyásolják. Mivel a valóság megismerésében korlátozottak a lehetőségeink, ezért leegyszerűsített modellekben vagyunk kénytelenek gondolkodni. A gyakorlatban ez legtöbbször horizontális rétegmodellek, 2 vagy 3 dimenziós rácsmodellek használatát jelenti. A geofizikai mérések során vizsgált fizikai terek viselkedését ilyen egyszerű modellek esetén nagyon pontosan meg tudjuk határozni. Ezt az eljárást előremodellezésnek vagy direkt feladatmegoldásnak nevezzük. A mi feladatunk viszont éppen ennek a fordítottja: meg kell keresnünk azt a modellt, amelyből az előremodellezés során mérési adatainkat kellő pontossággal tudjuk reprodukálni. Ez a geofizikai inverzió.

Minden esetben meg tudjuk határozni a mért és a feltételezett modelltől származtatott adatok közti eltérés mértékét. A cél a modell szisztematikus változtatásával ennek az eltérésnek a minimalizálása. Matematikai szempontból optimalizációs eljárásról van szó, amely során a hiba értékét (célfüggvény) minimalizáljuk. Számos optimalizációs módszer létezik. Az üveghutai geofizikai mérések feldolgozása során a Marquardt-féle inverziós eljárást használtuk, ezért ennek a működését vizsgáljuk meg.

Az 1. ábra egy tranziens elektromágneses szondázás inverziós feldolgozásának eredményét mutatja. Tétélezzük fel, hogy ismerjük a felső és alsó réteg elektromos ellenállását, valamint az aljzat mélységét. Keressük a középső réteg elektromos ellenállását és vastagságát, vagyis két ismeretlenünk van. Különböző vastagság- és ellenállásértékek mellett a modellező program segítségével meg tudjuk határozni az eltérést a mért és számolt adatok között. Az eltérések — vagyis a célfüggvény — értékei egy két-dimenziós felületet rajzolnak ki. A keresett modell vár-

hatóan az, amely a felület minimumpontjához tartozik. Az optimalizációs eljárás feladata, hogy egy kiindulási módelellből fokozatos közelítéssel megtalálja a felület minimumpontját 2. ábra. Ez ritkán sikerül elsőre, általában iterációval kapjuk meg a megoldást. A kiindulási pontban a program először meghatározza a felület gradiensét, majd a legnagyobb lejtés irányába elmozdul. Ezt újra és újra megismétli, ameddig az adott pontbeli függvényérték egy rögzített küszöb alá nem esik, vagy a ciklus el nem éri a maximális iterációs számot. A minimumpontban a p_1 és p_2 paraméter szolgálta a második réteg vastagságát és ellenállását. A gyakorlatban persze az ismeretlenek száma jóval nagyobb, vagyis a célfüggvényt leíró hiperfelület nem kétdimenziós. 2D vagy 3D inverzió esetén az ismeretlenek száma több száz vagy akár több tízezer is lehet, de a megoldás alapelve ugyanaz.

Az ekvivalencia

A ekvivalencia mint a geofizikusok számításainak megbízhatóságát sajnálatosan befolyásoló tényező a felhasználók körében hírből ismert. Nézzük meg, mi rejlik e fogalom mögött! Ha az előző példában bemutatott felület minimumpontján áthaladó, egy adott vastagsághoz tartozó metszetet vizsgáljuk, egy parabolászerű görbét kapunk. Ezen ránézésre könnyű kijelölni a minimumot, vagyis az inverzió egyértelmű megoldása nem tűnik nehéz feladatnak (3. ábra). Ám a probléma az, hogy a mérési adatokat kikerülhetetlenül valamekkora hiba terheli. Ha a mérést és az inverziót többször megismételjük, minden esetben kicsit más görbét, és kicsit más minimumpontot kapunk. Be kell látnunk, hogy az elfogadható hibaszintet produkáló számtalan megoldás közül nem tudjuk kiválasztani az igazit. Az összes ilyen megoldás ekvivalens. Az ekvivalencia tartománya a hibafüggvény alakjától függ. Ha a felület hegyes minimummal rendelkezik, akkor a tartomány keskeny, a megoldás az adott paraméterre érzékeny. Ha a minimumpontban a felület lapos, akkor a tartomány széles, a megoldás a paraméterre nézve érzéketlen, az ekvivalenciatartomány széles. A mintapéldában az ekvivalencia tartomány kb. 10 és 15 ohm között helyezkedik el.

A paraméterérzékenység vizsgálata a modellek megbízhatóságának szempontjából igen fontos. A bemutatott inverziós módszer a célfüggvény gradiensének számításával épp erre vonatkozóan szolgáltat hasznos információkat. Ha visszatérünk a kétdimenziós felülethez, az ábrán nagyjából izometrikus minimumzónát látunk. A valóságban gyakoribb, hogy a minimumzónák elnyúlt sávokat alkotnak. Ilyenkor a vastagság- és ellenállás-paraméterek célszerű, együttes változtatásával, a „völgy tengelyében” mozogva, tökéletes megoldások sokaságát kapjuk. Egy vékony, viszonylag mélyen fekvő rétegnél a vastagság változásával kompenzálni tudjuk az ellenállás kisebb változásait anélkül, hogy az áramtér jelentősen megváltozna.

További problémát okoz, hogy a célfüggvény nem feltétlenül egyetlen minimummal rendelkezik. A gradiens-módszerek hátránya, hogy mindig a legközelebbi lokális

minimumban találják meg a megoldást. Ennek a problémának a kezelésére szolgálnak a globális optimalizációs eljárások, ám ezek tárgyalása kívül esik e cikk körén.

Csak a geofizikában?

Az ekvivalencia problémája természetesen nem elszigetelt geofizikai jelenség, hanem a természeti környezetünkbe ágyazott határozatlansági elvek egyik megnyilvánulása. Az a kijelentés pl., hogy egy réteg elektromos ellenállása és vastagsága külön-külön csak egy bizonyos pontosságig határozható meg, erősen rímel arra, hogy egy mikrorészecske helye és sebessége egyszerre csak bizonyos hibával határozható meg. A geofizikában persze nem a Heisenberg-féle határozatlansági reláció dolgozik a háttérben, hanem az a tény, hogy a vezetőképesség és a vastagság az elektromágneses téregyenletekben bizonyos mértékig felcserélhető, valójában a szorzatuk határozható meg pontosan. Hogy nem csak a geofizikusokat sújtja ez a jelenség, arra a következő gondolat kísérlet mutat rá: A jól ismert Vertikális Elektromos Szondázás (VESZ) mintájára képzeljünk el egy különleges mérési módszert, a Vertikális Hidrogeológiai Szondázást (4. ábra).

A mérés során az „A” pontban egy fúrólyukba vizet sajtolunk. A „B” pontban ugyanezt a vízmennyiséget kiszivattyúzzuk. (Feltételezzük, hogy a mérés környezete vízszintesen rétegzett féltér, elszívárgás nincs, és a pénz nem számít.) Az elrendezés közepén megmérjük az „M” és „N” pontok között a vízszintkülönbséget. A mérést egyre nagyobb A–B távolsággal újra és újra megismételjük. Ily módon egy szondázási görbét kapunk, amely hűen tükrözi a vízáramlás által bejárt térrész vízvezető képességét. Jól ismert a hidraulikus és elektromos áramlási terek közötti erős analógia. Mérési adatainkat bármely VESZ kiértékelő programmal feldolgozva megkapnánk a felszín alatti rétegek vízvezető képességének modelljét (csak kalibrálnunk kellene a kapott mennyiségeket). Ráadásul az elektromos vezetéshez és vízvezetéshez kapcsolódó közetfizikai paraméterek között is erős kapcsolat létezik bizonyos közettípusok esetén. Semmi okunk feltételezni, hogy hasonló, háromréteges hidrogeológiai modell ne ugyanolyan ekvivalencia jelenségeket mutatna, mint amilyet az előző elektromágneses példában láttunk. A vízvezető képesség és a rétegvastagság következetes változtatásával tökéletes illeszkedés mellett is ekvivalens modellek serege állna elő.

Az ekvivalenciatartomány csökkentésének legbiztosabb módszere a megoldandó matematikai feladat túlhatározottságának biztosítása. Ez elérhető a mérési adatok mennyiségének, a mérési elrendezések számának és a vizsgálatokba bevont fizikai paraméterek számának növelésével. A viszonylag olcsón kivitelezhető felszíni geofizikai módszereknél erre van mód, bár korántsem mondhatjuk, hogy a lehetőségeket valóban kihasználjuk. A hidrogeológia ebből a szempontból nehezebb helyzetben van. A modellparaméterek száma és a gazdaságosan mérhető adatok mennyisége összességében sokkal rosszabb kondíciókat eredmé-

nyez. Nem véletlen, hogy hidrogeológiai inverziókról kevés szó esik.

Az üveghutai mérések területén kapott geoelektromos adatok feldolgozásakor különös figyelmet fordítottunk az ekvivalencia problémájának kezelésére. A gránitmélység meghatározásának pontosságát nagymértékben befolyásolta a felette elhelyezkedő agyagos réteg ekvivalenciája. Ennek csökkentésére megpróbáltunk az inverzió folyamatába minél több rendelkezésre álló geofizikai és egyéb földtani adatot bevonni.

A felszíni adatrendszer feldolgozásának módszertani áttekintése

A feldolgozási stratégia

Az üveghutai felszíni geoelektromos adatrendszer komplex értelmezése jól meghatározott feldolgozási és értelmezési stratégián alapult. Ennek a stratégiának fontos eleme volt a geoelektromos modell, amely a felszíni és mélyfúrás-geofizikai mérések tapasztalataira és geológiai ismeretekre épült. A 2003-ban felállított geoelektromos modell pontosítását egy 2006-ban bevezetett módszer (fúrás–felszín-modell optimalizációja, SÓRÉS 2006) alapján végeztük el.

A fúrás–felszín-modell optimalizációja kvantitatív módon összekapcsolja a felszíni elektromos és elektromágneses, valamint a mélyfúrás-geofizikai mérések adatait a rendelkezésre álló földtani információkkal. Az egymáshoz közel eső felszíni mérések és mélyfúrás-geofizikai adatok alapján pontosított rétegmodell-paramétereket interpoláció segítségével kiterjesztettük a fúrások közötti térrészekre. A felszíni adatokból kapható képet közelítettük a fúrásokban tapasztaltakkal azzal, hogy a geofizikai inverziókat rögzített geometriai paraméterekkel végeztük el. Kiindulásként a korábban kapott gránitfelszín (SÓRÉS 2003) használtuk. Ennek meghatározása szintén 1D inverzióval történt. Kényszerítő feltételként a fúrási gránitmélység-adatokat (ZILAHISEBESS 2005) és kibúváspontokat használtunk, valamint igyekeztünk minél simább felületet létrehozni. Az elsődleges gránitfelszínre építettük fel a módosított modellből kapott vastagságokat. A gránitmélység változtatására csak akkor került sor, ha a modell következetes alkalmazásával gyenge illeszkedést vagy a fúrásokban megismert képhez képest eltérő rétegfelépítéseket kaptunk.

A bizonytalanságok további csökkentése érdekében együttes (joint inversion) és kapcsolt inverziókat hajtottunk végre. Kapcsolt inverzióknak nevezzük azt az eljárást, amikor az egyik módszerekből kapott eredményt a másik módszer adatainak kiértékeléséhez utólag használjuk fel. Ezekkel a módszerekkel kiszűrhetjük az ellentmondásokat tartalmazó megoldásokat, és bizonyíthatóan csökken a paraméterek becslési hibája.

Az együttes inverziók tapasztalatai alapján megállapítható volt, hogy a gerinceken a tranziens és VESZ-mérések teljesen megegyező eredményt szolgáltatnak. S az egymás-

tól nagy távolságban mért VESZ-pontok nem jelentettek számottevő adatbővülést, a feldolgozás egyszerűsítése érdekében csak a hálózatos tranziens mérések adatait építettük be a végső modellbe. A völgytalpakon és a vékony fedővel takart részeken a VESZ-mérésből kapott eredmények módszertani okok miatt pontosabbak, így itt ezek adatait használtuk.

Az 1D inverzióval kapott eredmények minősítéséhez hibabecslést végeztünk, és bevezettük a *stresszfaktor* fogalmát. Ez megmutatja, hogy a rögzített paraméterű feldolgozással kapott adathiba mennyire tér el a rögzítések nélkül adódó, matematikai szempontból „optimális” megoldással kapott hibától. (Ez az eltérés a reálisnak tekintett megoldás és a matematikai optimum között lévő feszültségként értelmezhető, innen az elnevezés.) Megállapítható, hogy a meghatározott gránitfelszín által reprezentált megoldás — néhány pontot leszámítva — nem tartalmaz jelentős, szisztematikusnak ítélt eltérést a nem korlátozott inverzióhoz képest. Az is látható, hogy ha csökkentjük a stresszfaktort, akkor a modellhibák felerősödhetnek. A gerinceken kisebb, a völgyekben nagyobb fedővastagságokat kapnánk, ha nem ragaszkodnánk a fúrási adatokból származtatott modellhez. Ennek oka véleményünk szerint a méréseket terhelő topográfiai hatásban van. Azokon a pontokon, ahol a stresszfaktor túl nagyok adódtak, engedünk a csábításnak, és oldottunk a rögzítéseken. Erre főleg a völgytalpak közelében volt szükség, ahol a modellperemi helyzet indokolta a beavatkozást.

A völgyoldalokban és völgytalpakon végzett sokelektrodás mérések igen részletes képet adtak a gránit feletti vékony fedőről, de ugyanolyan mértékű ekvivalenciával terheltek, mint a tranziens vagy a VESZ-mérések. A tranziens–sokelektrodás kapcsolt inverzióval sikerült olyan megoldásokat találnunk, amelyek a korábbi látszólagos ellentmondásokat feloldják, és közel azonos eredményt adnak. A sokelektrodás méréseknek fontos szerepe volt a gránitkibúvás geofizikai lehatárolásában. A fedővastagság-térkép előállításánál a kapcsolt inverzióval kapott szelvényeken bejelöltük azokat a helyeket, amelyek kibúvásnak tekinthetők (ahol a fedő vastagsága 2 m-nél kisebb). Ezeket a pontokat az interpolációban kényszerítő pontokként használtuk. A feldolgozás menete vázlatosan az alábbi pontokban adható meg:

1. A kiindulási gránitfelszín meghatározása a meglévő modell alapján.
2. A modell pontosítása „fúrás–felszín-modell optimalizációjával” a kontrolladatok helyén.
3. A modell kiterjesztése interpoláció segítségével.
4. Inverziók futtatása rögzített vastagság- és ellenállás-paraméterekkel.
5. Gyenge illeszkedés vagy ellentmondás esetén modellkorrekció, újrafuttatás.
6. Stresszfaktor meghatározása.
7. Magas stresszérték esetén modellkorrekció, újrafuttatás.
8. Sokelektrodás szelvények kapcsolt 2D inverziója.
9. Kényszerpontok meghatározása az interpolációhoz.
10. Eredménytérképek szerkesztése.
11. Paraméterhibák becslése.

A geoelektromos modell

A mélyfúrás-geofizikai mérések szerint a lösz átlagos ellenállása víztelítettségétől, agyagtartalmától függően néhányszor 10 ohm-tól 100 ohm-es nagyságrendig terjed. A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján az általános víznívó fölött települő üledékes összletben az ellenállás ciklikus változásai egy lefelé monoton csökkenő görbemeneten ülnek. Ez a monoton csökkenés abból adódik, hogy lösz felső része a kapilláris emelési szint felett kisebb tapadóvíz-telítettségű, mint az alsó része. Ezt a hatást növeli, hogy a lösz alsó része nagyobb agyagtartalmú, valamint a nagyobb fokú diagenézis miatt rosszabb permeabilitású és emiatt nagyobb tapadóvíz-tartalmú (VÉRTESY et al. 2003). A mélyfúrás-geofizikai mérések alapján az A+B periódus átlag-ellenállása közelítőleg kétszerese a C+D+E periódusok átlagellenállásának (5. ábra).

A gránitfelszínt (GI) mindegyik elektromos módszer egyértelműen jelzi (nagy fajlagos felületváltozás, jelentős ellenálláskontraszt).

Munkálataink során módosítottuk a korábban meghatározott (SÓRÉS 2003, VÉRTESY et al. 2003) geoelektromos modellt. A módosított geoelektromos modellben a geoelektromos rétegek és a mélyfúrás-geofizikai zonáció egymáshoz viszonyított helyzete a korábbihoz képest változatlan. Mind a régi, mind a módosított modell alapvetően három réteget tartalmaz. Ezek nagyjából egybeesnek a fiatal lösz, az idős (mállottabb, agyagosabb) lösz és a Tengelici Vörösagyag Formáció, valamint gránit földtani egységekkel. A mélyfúrás-geofizikai elektromos görbék alapján a két felső réteg tovább bontható két-két alrétgre, illetve zónára. Végeredményben tehát a modell ötréteges.

A korábbi jelölés szerint a modell az 1a, 1b, 2a, 2b és 3 számú helyettesítő rétegekből állt. A réteghatárok kijelölése itt szubjektív módon, a nagy behatolású elektromos (E40) mélyfúrás-geofizikai görbék alapján történt.

A mélyfúrás-geofizikai adatokból és a felszíni mérésekből kapható modellek paraméterterbeli távolságának minimalizálásával egzakt és reprodukálható módon megadható a fenti rétegekkel analóg rétegek vastagsága és a hozzájuk tartozó helyettesítő ellenállás (*analóg rétegmódel*). Az így kapott paraméterek közvetlenül összevethetők a

felszíni mérések eredményeivel, ily módon egy jól kézben tartható kvantitatív modell alapján történhet a kiértékelés. Az így létrehozott módosított modell rétegeit a különbség hangsúlyozása céljából rendre a következőképpen jelöljük: 11, 12, 21, 22, 3. A rétegek egyértelműen kapcsolatban vannak a mélyfúrás-geofizikai (szedimentológiai) zonációval (5. ábra).

A geoelektromos modell paramétereit az 1. táblázatban adjuk meg. Az ellenállásértékek a mérések inverziói alapján kapott több száz adat mediánjai. Mivel az erózió miatt a fedőrétegek helyenként teljesen hiányoznak, jellemző vastagságként maximumokat adtunk meg.

Az általánosan érvényes kapcsolatot az 1. és a 2. táblázat szemlélteti, amelyből kiolvasható, hogy egy-egy geoelektromos réteg felszíne melyik mélyfúrás-geofizikai zónának feleltethető meg.

Az összefüggés a telephely környezetében általánosan érvényes, azzal a megjegyzéssel, hogy a geoelektromos réteghatárok közelébe eső A2 és C1 zóna határa néha átkerülhet az 12-es rétegbe. A 22-es jól vezető réteg az E zóna (Tengelici Vörösagyag) fölött tartalmazza a D zóna alsó részébe sorolt paleotalaj nagy és kis lösztartalmú részét is.

A módosított geoelektromos modell egyes rétegeit a 3. táblázat segítségével kapcsolhatjuk a dombtetők alatti

1. táblázat. A módosított geoelektromos modell jellemző paramétereit

Geoelektromos réteg	Jellemző ellenállás ρ_X (ohm)	Jellemző vastagság (m)
11-es	50	<25
12-es	35	<25
21-es	27	<18
22-es	12,5	<11

2. táblázat. A felszíni geoelektromos és a mélyfúrás-geofizikai tagolás kapcsolata

Felszíni geoelektromos tagolás	Mélyfúrás-geofizikai tagolás
11-es réteg felszíne	A1 felszíne
12-es réteg felszíne	A2-n belül
21-es réteg felszíne	B közepe
22-es réteg felszíne	D alja
3-as réteg felszíne	G1 felszíne

3. táblázat. A dombtetői negyedidőszaki üledékek geofizikai és földtani szintjeinek összevetése (MARSÍ et al. 2004 után kiegészítve)

Geoelektromos réteg	Mélyfúrás-geofizikai egység	Rétegtani szakaszok	
11-es	A1	L1 L2 szakasz	fiatal lösz (=Mendei Lösz I.)
11-es, alsó rész + 12-es, felső rész	A2	MI ⁻ -BA bc-szint határ	
12-es, alsó rész + 21-es, felső rész	B	BA bc-szint határ - MB bc-szint határ	idős lösz (=Paksi Lösz I.) Tengelici Vörösagyag I.
21-es, alsó rész + 22-es, felső rész	C1	MB bc-szint határ PH1 bc-szint határ	
	C2	PH1 bc-szint határ PH2 bc-szint határ	
22-es, alsó rész	D	PH2 bc-szint határ - PD bc-szint határ	
3-as	G1	PD bc-szint határ - G1 tető	
		G1 tetőnél lejjebb	

L1-L2 = löszhorizont, MF = Mende Felső Talajhorizont, BA = Basaharci Alsó Talajhorizont, MB = Mende Bázis Talajhorizont, PH1 = Paksi Homokos Talaj 1 Alhorizont, PH2 = Paksi Homokos Talaj 2 Alhorizont, PD = Paksi Dupla Talajhorizont

negyedidőszaki üledékek szedimentológiai zonációjához és földtani tagolásához MARSJ et al. (2004) adatainak felhasználásával.

A modell illesztése a fúrási adatokhoz (a fúrás–felszín-modell optimalizációja)

A mélyfúrás-geofizikai görbék a fedőrétegek tartományában erős korrelációt mutatnak (ZILAHJ-SEBESS, SZONGOTH 1997, ZILAHJ-SEBESS et al. 2000a). A gránitra települő rétegek finom ellenállás-változásai igen jól követhetők és azonosíthatók, viszonylag nagy távolságra eső fúrások esetében is (6. ábra). Ezt a korrelációt mégsem lehet könnyen átvinni a felszíni geofizikai adatok feldolgozásába, mivel a domborzat, illetve az eróziós lepusztulás változékonysága miatt a rétegösszlet felülről nézve pontról pontra más és más. Viszont, ha már van egy kiindulási gránitfelszínünk, akkor alulról felépíthetjük a modellt, amelynek jól korreláló rétegeit a fúrásokból határozhatjuk meg. A gránit mélységének és a felszín magasságának ismeretében minden ponton előállíthatunk egy startmodellt, amely teljes mértékben tükrözi a fúrásokból kapható képet. Az inverzió segítségével pontosíthatjuk az ellenállásokat, és ezzel egyszerre teszünk eleget a rétegzettségére vonatkozó elvárásainknak és az adatainkat leíró egyenleteknek.

A mélyfúrás-geofizikai adatok alapján joggal mondhatjuk, hogy a gránitot fedő összlet ellenállása a mélységgel folyamatosan változik, vagyis a hagyományos értelemben vett geoelektromos rétegekről nem beszélhetünk. A feldolgozás során mégis rétegeket kell meghatározunk, ami nem ellentmondás, pusztán absztrakció. Ha a réteget úgy definiáljuk, hogy egy adott intervallumhoz hozzárendelünk egy intervallumellenállást, és megköveteljük, hogy ugyanebben a tartományban a mélyfúrás-geofizikai ellenállások átlaga ezzel azonos legyen, akkor egzakt rétegmeghatározást végzünk. Az intervallumokat viszont tetszés szerint felvehetjük, és így számtalan analóg megoldást kapunk. Ez egy bizonyos fajta ekvivalencia. A cél az, hogy a rétegek kijelölés lehetőleg hasonlítson arra, amit a mélyfúrás-geofizikai görbék alapján ösztönösen megtennénk. Ha a réteghatár fogalmát úgy értelmezzük, hogy ott a környezetéhez képest viszonylag hirtelen megváltoznak a viszonyok, akkor a következő algoritmussal egyszerű és pontos réteghatár-kijelölést végezhetünk:

1. Felülvágó szűrővel megsimítjuk a mélyfúrás-geofizikai ellenállás görbét.
2. Kijelöljük azokat a pontokat, ahol a simított görbe elmszti az eredetit
3. Összevonjuk a túl vékony rétegeket.

A 7. ábra a fenti módon kapott rétegeket ábrázolja. A rétegek összevonásánál még mindig van némi bizonytalanság, de ez már kezelhető. A lényeg az, hogy minden fúrásnál következetesen ugyanúgy járjunk el.

A fúrásban kijelölt rétegek helyettesítő ellenállását megkapjuk, ha az adott tartományban kiszámítjuk az elemi rétegek átlagos ellenállását. A gyakorlatban a felszíni mérésekkel való jobb összevethetőség kedvéért célszerű az összeg-

zett vezetőképességéből származtatott ellenállást meghatározni, mert a mérésekből kapott paraméter ehhez áll közel. Az így kapott rétegsor a mélyfúrás-geofizikai adatok speciális reprezentációja (analóg rétegmódel), ami közvetlenül összevethető a felszíni mérések eredményével.

Úgy kell elvégezni a felszíni adatok inverzióját, hogy az analóg rétegmódelhez minél közelebb eső megoldást kapjunk. Az inverziós gyakorlatban használt „modelltávolság” mintájára definiáltuk a fúrás–felszín modelltávolságot (Dff), ami akkor kicsi, ha a felszíni adatrendszerből kapott eredmény hasonlít az analóg módelhez. A modelltávolság (D1) az egymásnak megfelelő modellparaméterek relatív különbségének RMS-átlaga. A fúrás–felszín modelltávolság meghatározásánál a rétegmódel eltérése mellett a rétegenállások aránya is számít. Az ezt leíró hibát (D2) a log-log skálán ábrázolt rétegmódel „lépcsőfokait” összekötő egyenesek dőlésszögei adják meg. A D1 és D2 eltűnik, ha az egymásnak megfelelő modellparaméterek megegyeznek. A D2 akkor is eltűnik, ha a két módel ellenállásmenete egy konstans szorzó erejéig megegyező. A fúrás–felszín-modell optimalizációja során a Dff-et, azaz a D1 és D2 összegét minimalizáljuk.

A rétegvastagságok rögzítésével inverziósorozatot hajtunk végre, és kiválasztjuk azt a megoldást, ami a *legkisebb modelltávolságot* eredményezi. A Marquardt-inverzió korrelációs mátrixából megállapítható, hogy a rétegenállások egymástól való függése igen erős, ezért elegendő egyetlen paraméter (a legkarakteresebb ro22) függvényében vizsgálni a Dff változását. A minimális fúrás–felszín modelltávolságot adó ro22 és az analóg módel geometriája határozza meg az adott pontban alkalmazandó geoelektromos módel. A ro22-t ezért *kontrollparaméternek* nevezzük.

Az 8. ábra a láthatóság kedvéért nem lépcsőfüggvényekkel, hanem a „lépcsőfokokat” összekötő vonalakkal ábrázolja a módel. (A beillesztett rajz hagyományos ábrázolásban mutatja az optimális rétegmódel.) Jól látható, hogy ha az alsó jól vezető réteg ellenállását különböző értéken rögzítjük, a szabadon hagyott rétegek ellenállása ingadozni kezd. A minimális Dff-fel jellemezhető módel hasonlít leginkább a fúrásból kapott analóg rétegmódelhez. Az is megállapítható, hogy helytelenül megválasztott kontrollparaméter mellett az inverzió során fellépő kompenzációs belengés elfogadhatatlan rétegmódelkonfigurációkat produkál, bár az illeszkedés jó. A fúrásoktól távol eső térrészekben az ilyen eredmények felhívják a figyelmet a kiterjesztett módel korrekciójának szükségességére.

Az analóg rétegmódel, illetve a kontrollparaméter meghatározását a telephely közelében mélyült összes használhatónak ítélt fúrásra elvégeztük (4. táblázat). Ily módon fúrásoként három vastagság (d22, d21, d12) és egy ellenállás (ro22)-adatot kaptunk. Ezekből a paraméterekből területi interpolációval határoztuk meg a teljes mérési területre a kiterjesztett geoelektromos módel. A módelparamétereket leíró felületeket Surfer-gridekben tároltuk. A 4 paraméter birtokában az inverziós startmódel a kiindulási gránitmélység és a felszín magasság ismeretében bármely mérési pontra megadható. E paraméterek rögzítése

4. táblázat. Fúrás-felszín optimalizációval kapott modellparaméterek a telephely közelében mélyült fúrások és a tranziens mérések alapján

Fúrás	Pontnév	Számított modellparaméterek							
		ro11	d11	ro12	d12	ro21	d21	ro22	d22
Üh-2	N600-F520	51,4	14,0	35,0	16,8	23,2	16,9	15,0	7,3
Üh-22	N600-L510	52,5	11,7	43,2	17,5	22,6	17,2	14,0	7,1
Üh 23	a-3	56,6	12,8	26,6	16,8	26,4	17,2	16,0	7,7
Üh 28	N575-F500	45,7	11,5	30,5	10,6	19,9	14,4	11,0	7,6
Üh-3	N590-F500	51,3	12,1	27,2	11,5	21,3	17,0	10,5	8,7
Üh-36	N615-L530			192,9	4,4	18,9	15,5	12,5	2,7
Üh 39	N999-L003	63,7	19,0	80,8	19,0	38,2	15,0	9,0	7,7
Üh 4	N610-F500			14,7	5,1	28,0	12,6	14,0	7,0
Üh-42	N625-F605			88,0	26,7	52,2	19,2	12,0	7,4
Üh-44	N565-L530			23,5	6,6	24,5	10,5	15,0	4,0
Üh 45	N540-L540	63,2	12,5	43,3	16,5	23,8	17,5	12,0	7,0
Üh 45	N540-L540	63,2	12,5	43,3	16,5	23,8	17,5	12,0	7,0
Üh 5	N600-F485	40,6	17,0	27,0	15,0	20,9	11,0	13,0	11,0
Üh-6	N595-F545	60,3	13,0	42,6	17,0	20,7	17,5	10,5	6,3
Üh-7	N550-L520	50,8	10,9	39,1	10,4	21,6	17,3	17,0	7,8
Üh 8	e-2			43,0	20,0	20,4	14,0	12,5	5,5

roX - az X. réteg ellenállása (ohmm), dX - az X. réteg vastagsága (m)

teszi lehetővé, hogy az inverziók közben a fúrásokból meghatározott információ ne vesszen el.

Mivel a teljes adatrendszer közel 900 szondázási görbéből állt, a feladatot automatizálni kellett. A feldolgozáshoz készített unix shell script ezeket a számításokat a gridekből és korábbi feldolgozások eredményeiből határozza meg. A script megállapítja a rétegszámot, felépíti a modellt, majd futtatja az inverziókat.

Az automatikus feldolgozás eredményének ellenőrzésére É-D-i és K-Ny-i irányú szelvény sorozatokat és paramétertérképeket készítettünk. A 20 m-t meghaladó fedővastagsággal jellemezhető területeken a módszer kiválóan működött. A völgyekben a kiterjesztett modell — részben a domborzat hatása, részben az áthalmozott lejtőtörmelék miatt — nem adott elfogadható eredményt. Ezekben a területeken kézi beavatkozásra volt szükség, illetve változtatás nélkül átvettük a korábbi feldolgozás eredményeit. Az átmeneti tartományban a kontrollparaméter megváltoztatása és a manuális kiértékelés (interaktív módon futtatott inverzió) sok helyen szükségesnek bizonyult.

Az inverziós eredmények minősítése és a modellparaméterek becslés hibája

Az inverziós eredmények minősítése a stresszfaktor alapján

A fúrás-felszín-modell optimalizációja során egyes paraméterek rögzítése mellett végezzük az inverziót. Az így kapott eredmények magukba foglalják a területről rendel-

kezésre álló információk egy részét. Ezek a megoldások azonban nem a legjobban illeszkedő modelleket adják eredményül. A rögzített és nem rögzített inverziók illeszkedési hibájának (a számított és mért adatok eltéréseinek) különbségét értelmezhetjük úgy, mint egy mutatószámot, amely arányos a „kényszerített” és korlátozásmentes megoldások közti feszültséggel. Ha az inverzióban a korlátozásokat feloldjuk, a feszültségek eltűnnek, és megkapjuk a feladat matematikailag optimális megoldását, ami — az adat- és modellhibák miatt — nem feltétlenül esik egybe a földtani szempontból reális megoldással. A kétféle inverzióból kapott illeszkedési hiba különbségére bevezettük a „stresszfaktor” elnevezést. A stresszfaktor megadja, hogy mekkora az ellentmondás az adatainknak megfelelő matematikai optimum és a kényszerített megoldás között.

A 9. ábra 892 mérési ponton (az 1997 óta a területen mért összes adaton) végrehajtott inverzióra mutatja az illeszkedési hibák előfordulási valószínűségét. A rögzített paraméterekkel futtatott inverziók nagyobb hibát produkálnak.

A mediánok a következők: 0,0327 és 0,0253 (3,27% és 2,53%). A kettő közötti különbség, az átlagos stresszfaktor: 0,0074 (0,74%). Ez az illeszkedési hibanövekmény az ára annak, hogy megköveteljük a fúrási adatokkal mutatott hasonlóságot.

Azokon a pontokon, ahol a stresszfaktor értéke túl nagyok bizonyult — néhány pont kivételével, ahol ezt nem tartottuk indokoltnak —, modellkorrekcióra került sor. Az Üh-42 fúrástól 150 m-re délre húzódó, K-Ny-i irányú bemélyedés ily módon került a végleges gránitfelszín-változatba. A területi értékeléshez a stresszfaktor (SF) nagysága alapján a következő minőségi kategóriákat vezettünk be:

- 0,01 (1%) alatt kicsi SF,
- 0,01-től 0,02-ig (1–2%) közepes SF,
- 0,02-től 0,03-ig (2–3%) magas SF,
- 0,03 (3%) fölött igen magas SF.

A stresszfaktor területi eloszlását a 10. ábra mutatja be. Megállapítható, hogy a stresszfaktor értéke mindenütt alacsony, 0,01 (1%) körüli. Csak néhány kisebb folt esetében haladja meg a 0,02-t (2%-ot). Ezek a területek jórészt meredek és erősen tagolt domborzattal jellemezhetők, és a stresszfaktor magas értéke nagy valószínűséggel 3D hatásokkal magyarázható. Lapos domborzat mellett adódó magas stresszérték arra utalhat, hogy a paraméterrögzítésekhez hibás modellt használunk, vagy mérési hibával állunk szemben.

A kétféle kiértékeléshez értelemszerűen kétféle aljzattérféle térkép rendelhető. A gerinceken a kontrollálatlan inverzió kissé magasabbra, a völgyekben alacsonyabbra helyezi az aljzatot. A két felület különbségében egyértelműen felismerhető a domborzat jellege. Ennek okát a domborzat 3D hatásában látjuk. Az éles gerinceken a feltételezett végtelen kiterjedésű horizontális réteg jó része a domborzat miatt hiányzik, ezért a valóságosnál kisebb vastagságot mérünk. A völgyekben épp ellenkezőleg, a réteg felett is található jól vezető anyag, ezért a látszólagos fedővastagság nagyobb lesz. A fúrás–felszín-modell optimalizációja ezt a hibát az illeszkedési hiba (következőképp a stresszfaktor) növelésének árán eltünteti.

Az aljzattérféle térképnek és a fedőmodellparamétereinek becslési hibája

A mérési adatok hibája az inverzió során kapott paraméterek becslési hibájával jól meghatározott kapcsolatban van. Gauss-típusú hibaeloszlás esetén a kovarianciamátrixból a paraméterek becslési hibája meghatározható. Az üveghutai mérések adataival végzett hibaelemzés kimutatta, hogy a tranziens mérési csatornákat terhelő zaj eloszlása nem Gauss-típusú, ezért a szokásos eljárás elvileg nem alkalmazható. A hibák meghatározásához ezért *szimulációs vizsgálatot* végeztünk. A terepi mérésekből meghatározott, csatornánként változó zajeloszlások ismeretében szintetikus görbesorozatot állítottunk elő. A rétegpárparamétereket az Ũh–3 fúrás kapott modelltől vettük át. 100 kvázi-valós hibával terhelt szintetikus mérést a gyakorlatban is használt módon invertáltunk, és megvizsgáltuk a kapott paraméterek eloszlását.

A 11. ábra a nem rögzített paraméterekre kapott becslések előfordulási valószínűségét mutatja be. A 100 inverzió eredményének eloszlása már jó közelítéssel Gauss-típusúnak mondható (az eredmények átlaga, módusza és mediánja közel egybeesik). Az egyes paraméterek szórását az 5. táblázatban láthatjuk. Az Ũh–3 fúrásra eső tranziens mérés alapján a *gránitmélység* (dGr) meghatározásának a mérési zajból adódó hibája $\pm 4,1\%$. A fúrás–felszín-modell optimalizációja nélkül végrehajtott inverzióval ugyanez az érték $\pm 6,9\%$ -nak adódik. Ezek szerint a fúrás információk bevétele az inverziós feldolgozásba javítja a megoldás stabilitását, vagyis növeli az aljzat meghatározásának pontosságát. A fedőösszlet ellenállásának meghatározása ha-

5. táblázat. A modellparaméterek becslési hibája az Ũh–3 fúrásnál

Paraméter	Medián (ohmm)	Szórás	Relatív szórás (%)
ro11	54,21	4,67	8,61
ro12	24,74	4,26	17,23
ro21	22,30	1,55	6,93
dGr	49,99	2,08	4,15

sonló mértékű hibával terhelt. Legstabilabb a ro21 (ha a ro22 rögzített paraméter). A felső két réteg ellenállása egyforma szórást mutat. E paraméterek meghatározásának nagyobb bizonytalansága a tranziens módszernek a rossz vezetőkkel szembeni viszonylagos érzéketlenségéből adódik.

Az előző részben említettük, hogy a rögzítések feloldásával futtatott inverziók a gránitfelszín mélységét megváltoztatják. A becslési pontosság megítéléséhez további adalékot nyújt a stresszfaktorhoz kapcsolódó mélységkorrekció eloszlásfüggvénye (12. ábra).

A mélységkorrekció mediánja 2,4 m. Az eloszlás csúcosságára jellemző, hogy a mérési pontok 50%-ánál (interkvartilis terjedelem) a korrekció $-0,3$ és $5,3$ m közé esik, $-5,0$ és $5,0$ m között pedig az *adatok 70%-a* található. A korábbi, a jelenleginél durvább eljárással szerkesztett gránitfelszín és az azóta kapott kontrolladatok eltérése ezen a határon belül maradt.

Eredmények

A gránitfelszín

A rendelkezésre álló adatokból elkészítettük a geoelektromos aljzat felszínének térképét. Az adatrendszer 841 db tranziens szondázás, 51 db VESZ-mérés, 62 fúrás, és 17 kényszerítő pont által meghatározott mélységadat felhasználásával készült. A kényszerítő pontok terepen azonosított, illetve a sokelektrodás mérések alapján kijelölt kibúváshatárt jelentenek. A geoelektromos aljzat a fedőhöz viszonyított nagy ellenálláskontraszt miatt valójában a gránit murva felső határát jelenti. Ez a geoelektromos mérésekből meghatározható gránitfelszín (13. ábra). Domborzata bemeneti adatként szolgált a 3D szeizmikus tomográfia, az magnetotellurikus mérések és a vízföldtani modellezés számára.

A gránitfelszín É–ÉNy-i irányban laponosan dőlő sima lefutású terület, melynek átlagos lejtése kb. 7%. A gránitfelszín a terület déli részén a legmagasabb, itt a 250 m körüli szinten található. A terület középső részén 220–230 m magasan majdnem vízszintes platót alkot, majd északon orrszerű felületet formálva tovább lejt. A mélyen bevágódó völgyek tengelyéhez közeledve jóval kisebb változásokkal, de követi a felszíni változásokat. A völgyekben a felszínre bukkan. A völgyek részben belevágódnak a gerincek alatti sima lefutású gránitfelszínbe.

A fedőüledékek

A felszíni geoelektromos adatok inverziójával a telep helyi környezetére előállítottuk a fedőösszlet 3D ellenállás-

eloszlás modelljét. A térmodell felülnézeti képét a 14. ábra mutatja.

Az egymás felett elhelyezkedő rétegek takarják egymást. Ha a modellt felülről nézzük, a domborzattal elmetszett „kilógó” rétegek geológiai térképhez hasonlóan sávokban jelennek meg. A fedőben lévő rétegek felszínéről és ellenállás-eloszlásáról egy térképsorozat készült. Meghatároztuk az egyes rétegek ellenállásának átlagát és statisztikus ingadozásait (6. táblázat).

6. táblázat. A geoelektromos rétegek ellenállásának statisztikája

Réteg	Mintaszám (db)	Medián (ohmm)	
		felszíni mérésekből	fúrásban
11-es	284	50	55
12-es	484	35	41
21-es	738	28	23
22-es	782	13	12

Az eloszlási valószínűségeket a 15. ábra mutatja be. Az ellenállásokat logaritmikus léptékben ábrázoltuk, mivel az eloszlások lognormálishoz közelítenek. Átlagszámítás helyett a robusztusabb becslést adó mediánképzést használtuk. A rétegek ellenállásának mediánjai a 6. táblázatban tekinthetők át. Összehasonlításképp a fúrásokon végzett modell-optimizációs eredményekre is közöljük ugyanezeket az adatokat.

Az egyezés megnyugtató, és azt bizonyítja, hogy a felszíni mérési anyag kiértékelésekor sikerült fenntartani a fúrási adatokkal való korrelációt. Az inverziós adatok tehát összhangban vannak a mélyfúrás-geofizikai mérések tapasztalataival. Az inverziós eredmények statisztikai vizsgálata alátámasztotta azt a mélyfúrás-geofizikai eredményeken alapuló korábbi megállapítást, hogy a legfelső réteg (ro11) erősen inhomogénnek mondható. A ro11-hisztogram erős oldalszárnyai ezt bizonyítják. A 11-es réteg szintjébe eső A1 mélyfúrás-geofizikai zóna ellenállás-eloszlásában mutatkozó kettős csúcs a felszíni mérések statisztikájában szintén megjelenik (VÉRTESY et al. 2003, III. függelék, 1. ábra). A ro12 és ro21 egymáshoz hasonló eloszlást mutat, a ro12 kissé magasabb mediánnal és a nagyobb ellenállások

felé erősebb szárnnyal jelentkeznek. A ro22 markánsan kisebb értéket mutat. Kettős csúcsa igen jellegzetes. Az 5-6 ohmm körüli kisebb maximum jelentkezése a főgerinctől keletre eső suvadásos terület eltérő viselkedéséből adódik.

A fedőrétegek területi elterjedése és ellenállás-eloszlása

A gránit fölött megjelenő — nagyjából a Tengelic Vörösgyággal és kisebb részben a D zóna alsó (sok paleotalaj-réteget és kevés lösz tartalmazó) részével azonosítható — jól vezető 22-es réteg, ellenállás-eloszlását a 16. ábra mutatja be. A réteg lehatárolását a fedővastagság-térkép 4 m-es kontúrjával végeztük. Az átlagos 12–14 ohmm körüli értéktől jelentős eltérés csak a terület keleti részén található. Ez adja a 15. ábra hisztogramjának baloldali, kisebb csúcsát. Itt a fedőellenállások rendellenesnek mondhatók. A nyugatról a gerinc által ívesen lehatárolt területen a gránitot közvetlenül borító réteg ellenállása rendkívül alacsony (5–8 ohmm). Ha e réteg ellenállását megpróbáljuk az átlagos érték közelében tartani, elfogadhatatlanul nagy aljzatméllység adódik. Az Üh-36 és Üh-4 fúrásban mérhető aljzatszint megtartása csak anomálishan alacsony rétegellenállással lehetséges.

A völgyek peremén látható nagyobb ellenállású foltok arra utalnak, hogy ezeken a helyeken a 22-es réteg a feltételezettnél valamivel jobban elvékonyodik, és a felette lévő lejtőtörmelékkel együtt kissé magasabb ellenállással jelentkezik (12–15 helyett 18–20 ohmm). Ez a jelenség a sokelektrodás szelvényeken is megfigyelhető.

A 21-es, 12-es és 11-es réteg kombinált (ellenállás-rétegfelszín) térképét a 17–19. ábra mutatja be. A rétegek lehatárolása az interpolált felület és a domborzat metszésével történt. (Az izovonalak találkozási pontja a domborzat és a geofizikai felületek eltérő rácsmérete miatt pontatlan.) Megállapítható, hogy a gerincek alatt a rétegek homogének, komolyabb változások inkább a domboldalakon láthatók. A 12-es réteg térképein a terület nyugati és északi részén tendenciózusan magasabb ellenállások láthatók. A legfelső, 11-es réteg a terület nyugati szélén rendellenesen kis ellenállással jelentkezik, ami egy vékony, jól vezető réteg jelenlétére utal.

A felszín alatti kutatás fúrásainak mélyítése és földtani dokumentálása a Bátaapáti-telephelyen

GYALOG LÁSZLÓ¹, TÖRÖK PATRIK²

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

² Mecsekérc Zrt., H-7633 Pécs, Esztergár Lajos u. 19.

Tárgyszavak: Dél-Dunántúl, felszín alatti fúrás, gránit, Magyarország, mélyfúrás, radioaktív hulladékok tárolása

Kivonat

A Bátaapáti-telephelyen 2004–2010 között a készülő radioaktív hulladék-tároló létesítése kapcsán a felszín alatt a vágatok kihajtása előtt, azok nyomvonalában előfúrásokat, a vágatokból kifelé különböző kutatási céllal további fúrásokat mélyítettünk. A vágathajtást megelőzően felszínről is mélyültek fúrások a vágatok mentén, azok vonalvezetésének segítésére, illetve a vágathajtás (elsősorban vízföldtani) hatásainak felszíni kutakban való észlelésére. Ezekben a fúrásokban a helyszínen pakkeres kútvizsgálatok és mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok, a maganyagon földtani-tektonikai és geotechnikai vizsgálatok történtek.

Bevezetés

A Bátaapáti térségében tervezett felszín alatti Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló (NRHT) kutatása és létesítése kapcsán a tervezett tároló körzetét lejtősaknák mélyítésével értük el (BERTA 2010), közben folyamatosan kutatva a harántolt térséget (GYALOG et al. 2010).

A felszín alatti kutatás során mind a felszínen, mind a vágatokban mélyültek fúrások. A telephely körzetében 2005-ben kezdődött el a vágathajtás. Elsőként két lejtősakna kihajtására került sor (6 összekötő vágattal és 13, különböző célú kamrával). Ezután a 0 m tszf körüli szinten alapvágatok: előbb az ún. Kishurok, majd az ún. Nagyhurok (amely a tervezett kamrák bejáratához vezet), valamint a Kishurkon belül a zsompredszer vágatainak kihajtása történt meg. A vágathajtás munkálataihoz kapcsolódó, nagyobb mélységű fúrásokat a Nagyhurok kihajtásának befejezéséig foglaljuk össze. (Az NRHT létesítés I. ütemében a Kishurok, a II. ütemében a Nagyhurok és a Kishurkon belüli zsompredszer valósult meg.)

A kutatás során a fúrásokat a mélyítés helyétől függően két kategóriába, a felszíni és a felszín alatti fúrások közé

soroltuk. A fúrásoknak a mélyítését külön-külön, földtani vizsgálatokat viszont együtt tárgyaljuk.

Valamennyi fúrás mélyítése előtt műveleti terv készült, ennek elfogadása után indulhatott a fúrás.

Valamennyi felszíni fúrás és a vágatbeli magfúrások kivitelezője a Rotaqua Kft. volt. A vízöblítés a felszíni és a lejtősaknák kihajtása során mélyült fúrásokban uraninnal nyomjelzett bátaszéki vízzel, a lejtősaknák utolsó néhány fúrásában, valamint az alapvágatok (Kishurok és Nagyhurok) fúrásaiban a vágatokban gyűjtött fakadó vízzel történt. A magfúrásokban a magkihozatal minden esetben meghaladta a 95%-ot. Valamennyi fúrásban volt pakkeres kútvizsgálat, a többi vizsgálatfajta elvégzése fúrástípusonként változó volt.

A fúrások műszaki ellenőri feladatait a Golder Kft., majd (2008 júliusa után, műszaki dokumentációs tevékenység néven) a Mecsekérc Zrt. látta el, a geodéziai méréseket a Mecsekérc végezte. A fúrások mélyítési elrendezését és kiviteli munkáit műszaki ellenőri jelentések tartalmazzák.

A fúrásokban a Golder a helyszínen pakkeres kútvizsgálatokat végzett, melyekről egyedi kútvizsgálati jelentésekben számolt be, a vízmintavételeket a Magyar Állami

Földtani Intézet (MÁFI) végezte. A mélyfúrás-geofizikai méréseket a felszíni, a lejtősaknák vízföldtani célú fúrásaiban és az alapvágatok valamennyi fúrásában a Geo-Log Kft., a lejtősaknák előfúrásaiban a Karotázs Kft. végezte. Az EDZ-fúrások közötti közetfizikai vizsgálatot a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) folytatta le.

A felszíni mélyfúrásokban földtani-tektonikai dokumentálást, valamint magzkennelést végzett a MÁFI minden fúrásban. A lejtősaknák és kamráikból mélyült vízföldtani és közetfeszültség-fúrásokban, a HGM (hidrogeológiai-geomechanikai monitoring)-kamra fúrásaiban, valamint az alapvágatok előfúrásaiban földtani-tektonikai dokumentálást, néhány fúrásban (Bm-[3-4], Bkh-[1-2]) magzkennelést is végzett a MÁFI. Több fúrásnak (BeR-1, Bp-4) a részletes, valamint a lejtősaknák előfúrásainak a vázlatos dokumentálását a Mecsekérc végezte. Geotechnikai dokumentálás (Mecsekérc és Kőmérő Kft.) a felszíni fúrások egyes szakaszaiban, valamint valamennyi vágatfúrásban történt.

A felszín alatti kutatás zárójelentése (BALLA et al. 2008) a felszín alatti kutatás során mind a kiegészítő felszíni kutatásban, mind a vágatokból mélyült valamennyi fúrásnak a 2007 végéig (a Keleti lejtősakna 1482,9 és a Nyugati lejtősakna 1573,2 m-éig) lezárt adatait tartalmazza, jelentéseit felsorolja, ezért ezekre itt nem hivatkozunk. A későbbi fúrás adatok az első időszakban témánkénti (műszaki dokumentáció, földtani-tektonikai dokumentálás, mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok, pakkeres kútvizsgálatok, geotechnikai vizsgálatok) egyedi fúrási jelentésekben található (pl. Bkh-[1-2] földtan-tektonika — GYALOG et al. 2008, BeN-6 földtan-tektonika — GYALOG, ALBERT 2008, BeK-15 földtan-tektonika — GYALOG, GULÁCSI 2008). A későbbi fúrások fúrásonként a fenti öt témát összefoglaló jelentésekben szerepelnek (lejtősaknák: Bp-2 — TÖRÖK et al. 2008, BeR-1 — DÁLYAY 2008, Kishurok: BeN-7 — TÖRÖK et al. 2009b, BeN-8 — DÁLYAY et al. 2009b, BeK-16 — ANDRÁS et al. 2009b, BeK-17 — ANDRÁS et al. 2009c, BeR-3 — TÖRÖK et al. 2009c, Bp-3 — TÖRÖK et al. 2009a; Nagyhurok: BeR-2 — ANDRÁS et al. 2009a, BeR-4 — ANDRÁS et al. 2009d, BeR-5 — DÁLYAY et al. 2009a, BeR-6 — TÖRÖK et al. 2009d, BeR-7 — DÁLYAY et al. 2009c, BeR-8 — TÖRÖK et al. 2010b, BeR-[9-9A] — DÁLYAY et al. 2010b, BeR-10 — DÁLYAY et al. 2010a, BeR-[11-11A] — SZEBÉNYI et al. 2010, BeR-12 — SZABÓ et al. 2010, Bp-4 — TÖRÖK et al. 2010a, Bp-4B — ANDRÁS et al. 2010).

Elsőként a felszíni, majd a felszín alatti fúrások mélyítési adatait, végül a fúrások földtani-tektonikai dokumentálásának menetét ismertetjük.

Felszíni fúrások

A 2004–2005. évben a felszínről mélyített fúrások (1. ábra) a kiegészítő kutatás (a felszín alatti kutatás keretében zajlott felszíni kutatás) részét képezték (GYALOG, HAMOS 2004). A lejtősakna menti és vágatirányító mélyfúrásokat végig maggal, a mellettük mélyült talajvízszint-megfigyelő

fúrásokat teljes szelvényvel mélyítettük. Új fúrástípusként piezométer-fúrások is mélyültek. Ezek mindegyikét kutak-ká képeztük ki, amelyek a vízföldtani monitoring keretében üzemelnek. A fúrások műszaki ellenőrzését és kútvizsgálatát a Golder, a mélyfúrás-geofizikai méréseket a Geo-Log, a vízminták vételét, a magfúrások földtani-tektonikai leírását és skennelését, a piezométer-fúrások földtani leírását a MÁFI, a fúrások geodéziai bemérését és a geotechnikai fúrásleírásokat a Mecsekérc végezte.

A **lejtősakna menti mélyfúrások** célja az adatszolgáltatás volt a földtani, vízföldtani és geotechnikai viszonyok megismeréséhez a lejtősaknák nyomvonala mentén a vágathajtás előtt, valamint a vágathajtás vízföldtani hatásainak felméréséhez. Két fúrást mélyítettünk, a Keleti lejtősakna 570. méterénél Üh-39, 980. méterénél Üh-42 jellel, hogy a vágat első és második harmadának végén előzetes információt kapjunk a földtani, tektonikai, vízföldtani és geotechnikai viszonyokról a vágathajtás előtt, illetve legyen lehetőség a monitoring keretében a vízföldtani viszonyok változásainak észlelésére mind a vágathajtás alatt, mind azt követően.

A **vágatirányító mélyfúrások** célja arra vonatkozó adatszolgáltatás volt, hogy a telephely kerülhet-e az É-i, monzonitos kőzetesbe. (Ez a terület rész az Északi Objektum nevet kapta.) A feladat ennek a területnek a földtani-tektonikai, közetmechanikai és vízföldtani minősítése volt a szintes alapvágat helyzetének előzetes meghatározása céljából, annak tisztázására, hogy tervezhető-e erre a térrészre tárolókamrák. Három fúrást mélyítettünk, Üh-43, Üh-44 és Üh-45 jellel, a tervezett tárolószint alá, a -50 – -60 m Bf szintig. A három fúrás egymáshoz és a korábbi fúrásokhoz viszonyított geometriai elhelyezkedése lehetővé tette fúrások közötti vizsgálatok elvégzését is.

A **talajvízszint-megfigyelő fúrások** a lejtősakna menti és vágatirányító mélyfúrások mellett mélyültek teljes szelvényvel, a talajvízszint megállapítása és további folyamatos észlelése céljából. Helyük az Üh-39 és -42 fúrástól 9,25, illetve 7,9 m-re (Üh-39A, illetve Üh-42A jellel), az Üh-(43-45) fúrástól 7,30, 7,61, illetve 6,46 m-re (Üh-43A, Üh-44A és Üh-45A jellel) volt.

A mély- és talajvízszint-megfigyelő fúrások és a belőlük kiképzett kútpárok szolgáltatta vízszint- (potenciálszint-) és vízminőségi adatok hozzájárulnak a felszín alatti vizek áramlási és transzportviszonyainak ismeretéhez.

A **piezométer-fúrások** a vízföldtani monitoring hálózatának sűrítése céljából mélyültek a lejtősaknák tágabb körzetében, a földtani, vízföldtani és geotechnikai viszonyok megismerésére a lejtősaknák térségében a vágathajtás előtt, valamint a vízföldtani hatások felmérésére a vágathajtás során. Piezométer-fúrásokat egyes jelentősebb, felszíni vízfolyással rendelkező völgyekben mélyítettünk. A kialakított piezométerek vízmintázásra és vízszintmérésre, regisztrálásra alkalmas, állandósított, zárható kútfejű ellátott kutak.

A fúrások helye és mélyítésének egyedi célja az alábbi volt:

A *Cserdülői-völgy K-i ágában* a völgy szelvényében, a vágattól távolodva, a vágathajtás kimérésére és regisztrálására, kb. 200 m-enként három fúrás (P1, P2, P3), valamint

a vágathoz legközelebb (a domborzati viszonyok miatt a völgyoldalból) a P11 fúrás mélyült.

A Nagymórági-völgy DNy-i mellékvölgyének alsó szakaszán, ahol az Elek-forrás vize a saját allúviumában elnyelődik, egy piezométert (P4) létesítettünk.

A Nagymórági-völgy D-i ágában a völgyben lévő vízfolyás a torkolata fölött 150 méterrel a saját hordalék-kúpjában elnyelődik, szétterül, és vize a felszín alatt kerül a Nagymórági-völgy vízrendszerébe, amelyben mintegy 400 méterrel lejjebb jelenik meg ismét felszíni vízfolyásként. Itt három darab piezométer-fúrást mélyítettünk, a P5 a mellékág torkolatánál (a felszíni telephely D-i végénél), kettő (P6 és P7) pedig a D-i ág torkolata fölötti szakaszon létesült.

A Cserdülői-völgy Ny-i ágában a vágathatás érzékelésére és megfigyelésére a völgy szelvényében, a vágattól távolodva, három darab (P8, P9 és P10) piezométert alakítottunk ki a völgytalpon, kb. 200 m-enként, az Ũh-43 és Ũh-43A fúrástól É felé.

Az Éva völgyében felszínen is felismert torlasztó zóna fölött és alatt egy-egy piezométert alakítottunk ki (P12, P13), a völgyben már meglévő B4 és B7 vízhozammérő (bukó), valamint az Ũh-12, Ũh-20 és Ũh-35 megfigyelő kút mellett a vágat hatásának térbeli és időbeli figyelésére és regisztrálására.

A Mészkemence-völgyben lévő vízfolyás az Ũh-13 fúrás alatt mintegy 100 m-rel a patak saját hordalékkúpjában elnyelődik, szétterül, és vize a felszín alatt adódik át a Hutai-patakba. Itt három darab (P14, P15 és P16) piezométert alakítottunk ki a völgynek a B1 bukó alatti szakaszán a Hutai-patakon lévő B2 bukóig a vágathatás érzékelésére és megfigyelésére, a meglévő Ũh-13 fúrás és B1 bukó mellé.

A völgy felső szakaszán megismert torlasztó zóna fölötti és alatti terület észlelésére két piezométert (P17 és P18) alakítottunk ki. A két piezométer hidraulikai vizsgálatával és vízszintregisztrálásával a torlasztó zóna vízföldtani hatását, valamint a vágathatást, illetve a torlasztó zóna vágathatásra gyakorolt hatását kívántuk regisztrálni és értelmezni.

További 3 piezométer-fúrást egyedi helyeken mélyítettünk. A P19 az Éva völgyének a Ny-i oldalvölgyében mélyült, az Ũh-20 kútban észlelhető, normálisnak nevezhető és az R-7 kútban észlelhető magas vízszintek közötti

eltérés okának tisztázására. Az R-7 és az Ũh-20 kút között feltételezett torlasztó zóna a piezométer-fúrás alapján pontosabban behatárolható és vizsgálható lett.

A P20 a lejtőszaknak utolsó harmadánál, az attól DK-i irányban lévő völgy felső részén egy völgyvillában mélyült, a piezométer-fúrásból kiképzett kút a már korábban elkészült Ũh-35 kúttal együtt alkalmas a vágathatás térbeli és időbeli figyelésére.

A P21 piezométer-fúrást az Imre-völgyben mélyítettük. Az Ũh-(43-45) fúrás által megkutatott terület további megismeréséhez szükséges volt ÉNy felé, az Imre-völgy felső szakaszán ennek a megfigyelő kútnak a kiképzése. Így e terület információhiányos környezetében is lehetővé vált a vízföldtani változások megfigyelése.

Mélyítés

A lejtőszakna menti (Ũh-39) és vágatirányító mélyfúrásokhoz (Ũh-43, Ũh-44, Ũh-45) vezető földutakat kiépítettük (az Ũh-42 fúrás az Ũh-39-hez vezető út mellett van), illetve a felszíni kutatás mélyfúrásaihoz korábban kiépített „főúthálózatot” feljavítottuk. Az előkészítő munkák során elvégeztük a megváltott erdőterületeken a földmunkát, a fúrási pontokon a fúrási munkahely (max. 20×30 m) kialakítását, közúzalékkal történő részleges beterítését és betonlapok lerakását, a fúrási alap elkészítését. A fúrási alapok egyúttal a csatlakozó talajvízszint-megfigyelő fúrások alapjai is lettek.

Mind az 5 mélyfúrást Wirth B1A típusú fúrógéppel, kisebb mélységben (a fedőüledékekben és a mállott gránitban) hagyományos magfúrási technológiával, keményfém betétes vagy gyémántkoronával, Geobor triplafalú magcsővel, nagyobb mélységben (kemény gránitkőzetekben) gyorsmagszedős (wireline) magfúrási technológiával, gyémántkoronával, duplafalú magcsővel mélyítette a Rotaqua.

A lemélyített fúrások főbb adatait a 1. táblázat mutatja be.

A fúrások geodéziai bemérése során a mélyítés megkezdése után a fúrólyuknál a fúrási 0 m-t, a befejezés és az aknák elkészülte után az aknák megfelelő pontjait (hilti szög, csövek peremei) mérték be.

A fúrások mélyítésének ideje a korábbi évek tapasztalatait felhasználva jelentősen lerövidült. 1997-98-ban még 3-

1. táblázat. A lejtőszakna menti és a vágatirányító mélyfúrások, valamint talajvízszint-megfigyelő fúrásaik adatai

Fúrás jele	Fúrás típusa	Koordináták			Talpmélység m	Mélyítés ideje év, hó	Alaphegységgtető		Talajvízszint	
		Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)			m f. a.	m Bf	mélysége (m)	m Bf
Ũh 39	la. m.	616 057,69	96 453,77	259,44	250,00	2004. 11. 12.	57,14	202,30		
Ũh 39A	vízm.	616 061,27	96 445,24	259,98	72,14	2004. 09.			59,52	200,46
Ũh 42	la. m.	616 189,23	96 046,48	249,39	230,43	2005. 01.	43,93	205,46		
Ũh-42A	vízm.	616 189,29	96 054,37	249,53	65,00	2005. 01.	–	–	55,56	193,97
Ũh-43	vir.	615 650,48	95 568,48	202,10	260,00	2005. 08-09.	5,10	197,00	–	–
Ũh-43A	vízm.	615 654,88	95 562,65	202,14	25,00	2005. 08.	–	–	11,25	190,89
Ũh-44	vir.	615 640,71	95 285,16	234,74	300,54	2005. 06-07.	19,20	215,54	–	–
Ũh 44A	vízm.	615 646,77	95 280,56	234,65	51,50	2005. 06.			40,86	193,79
Ũh 45	vir.	615 377,72	95 400,55	271,82	330,15	2005. 04. 05.	55,61	216,21		
Ũh 45A	vízm.	615 373,37	95 395,77	271,92	95,00	2005. 03. 04.			82,97	188,95

la. m. = lejtőszakna menti mélyfúrás; vir. = vágatirányító mélyfúrás; vízm. = talajvízszint-megfigyelő sekélyfúrás; f. a. = felszín (fúrási 0 m) alatt.

4 hónap volt egy 300 m-es fúrás mélyítési és vizsgálati ideje, 2004–2005-ben a 2,5 hónapot egyik fúrás esetében sem haladta meg.

A mélyfúrásokat a fedőüledékekben és a mállott gránitösszletben bentonitos és rhodopolos iszappal, a cementezett beléscső alatt az üde gránitösszletben tisztavizes öblítéssel mélyítettük.

Az öblítéshez egy előzetesen kijelölt kútból szállított vizet használtunk fel. Ez az 1998–99-es és 2002–2003-as kutatáshoz hasonlóan a Bátaszéki Vízmű 4. kútja (a Bátaszék K-43 fúrás) volt, melynek vize idős — felső-pannoniai — üledékből származik, összetételében hasonló a telephelyi felszín alatti vizekhez (tríciummentes), így nem torzíja el a vizsgálati eredményeket. A korábbi kutatás során az omló zónák harántolásakor alkalmazott speciális öblítőfolyadékot (a Mol Rt. szolnoki üzemében kikísérletezett rhodopol, illetve xanthán nevű, baktériumok hatására lebomló adalékanyagot) ezekben a fúrásokban gyakorlatilag nem használtuk (csak az Üh-39-ben 49,15–75,29 m és az Üh-43-ban 17,28–27,85 m közötti, omló zónák harántolásakor). A vizet folyamatosan nyomjelző anyaggal (uraninnal) jelöltük, hogy a vízmintavételkor megállapítható legyen az öblítővíz aránya a mintában.

A laza fedőüledékeket és az omló zónákat teleszkópos szerkezetű beléscsővezéssel zártuk ki. Valamennyi fúrás magkihozatala 97% fölött volt. A fedőüledékekben elsősorban a triplafalú magcső használata tette lehetővé a zavartalan magkihozatalat, a gránitösszlet omló szakaszaiban technikai rakat beépítése segítségével még tiszta vizes öblítéssel is sikerült ezt a magkihozatalt elérni.

A mélyfúrások vázlatos eseménysorát a 2. táblázat mutatja be. Ebben csak a főbb események szerepelnek, a lyuk-tisztítások, a beléscsővezések és cementezések részletei, a technikai mélyfúrás-geofizikai mérések, a pakkeres kútvizsgálatok mélységközei és típusai nem.

A mélyfúrások mélyítése az 1. fúrási szakaszon (fedőüledékben és mállott gránitban, kb. 10 m hosszán, az üde gránitkőzet eléréséig) öblítéses magfúrással (keményfém betétes vagy gyémántkoronával), Geobor-S triplafalú magcsőves rendszerrel történt. Ezután a szakasz 191 mm-re (az Üh-45 fúrásban 146 mm-re) felbővítése után 178 vagy 168 (az Üh-45-ben 140) mm-es beléscső beépítése, majd palást-cementezése következett. Előtte a gránitfelszín környékén technikai rakatot csak az Üh-39 fúrásban alkalmaztunk, az Üh-44 fúrásban a cementezett beléscső alatt kellett technikai rakattal egy 1,5 m-es szakaszt ideiglenesen kizárni (1A fúrási szakasz).

A cementezett beléscső alatt a 2. fúrási szakaszban az üde gránitban végig HQ (96 mm) átmérővel, wireline (gyorsmagszedős) technológiával (duplafalú magcsővel és impregnált gyémántkoronával) mélyültek a fúrások, csak az Üh-45 fúrásban volt szükség 133,30 m-ig (egy omló zóna veszített rakattal való kizárásához) a lyuk 120 mm-re történő felbővítésére. Ezt a 2. szakaszt az Üh-42 fúrás kivételével két részben fúrtuk, kb. a felénél történő megállás után a felső rész vizsgálatait, a talp elérése után a 2. rész vizsgálatait végeztük el (2A fúrási szakasz).

A fúrásokban mélyfúrás-geofizikai és pakkeres vízföldtani mérések (kútvizsgálatok) történtek, több ütemben. Ezeket egy-egy beléscsővezést megelőzően, illetve a lyuk-talp elérése után végeztük. A felső szakaszon, a fedőüledékben és a mállott gránitban komplex mélyfúrás-geofizikai mérések, az üde gránitkőzetben emellett akusztikus lyukfaltelevíziós és nagyérzékenységű áramlásmérések történtek. A pakkeres kútvizsgálatok során kb. 10 m hosszú szakaszok gyorsesztejeivel az üde gránitkőzetet vizsgáltuk, a jó vízadó szakaszokból vízmintavétel történt.

A fúrások befejezése után a nagy fúrásoknál (mélyfúrásoknál) a kútszájra betonaknát építettünk, típusa az Üh-5 fúráson kiképzett (GYALOG, PERLAKY 1998) egyezett meg. A betonaknát speciális zárral ellátott tetővel zártuk le, a vezércsővet zárósapkával láttuk el. Ez valamennyi fúráson elkészült. Ezután történt meg a fúrások végleges bemérése, a betonaknába rögzített jelnek (hilti szögnek), valamint az aknában látható beléscsővek peremeinek a bemérésével. A fúrások befejezése után valamennyi fúrólukba többpakkeres észlelőrendszert építettünk be folyamatos monitoring céljára.

A mélyfúrások mélyítése során történt folyamatos műszaki ellenőrzést fúrásonként a Golder jelentései (hivatkozások in BALLA et al. 2008) ismertetik.

A lejtőszakna menti és a vágatirányító mélyfúrások földtani rétegsorát és lyukszerkezetét a 2. ábra mutatja be.

A talajvízszint-megfigyelő fúrások is általában Wirth B1A típusú fúrógépekkel (kivéve az Üh-43A fúrást, illetve az Üh-39A fúrás 0,0–62,46 m közötti szakaszát, amelyek Ingersoll Rand T4W fúrógéppel) mélyültek. Alapadataik az 1. táblázatban találhatóak. Ezeknek a fúrásoknak az esetében a mélység az elért talajvízszint mélységétől függött (a vízszint alatt legalább 10 m-es volt).

A fúrásokat teljes szelvényvel, a talajvízszint közelében száraz fúrással, elsősorban görgős vésővel, légöblítéssel mélyítettük (hogy biztosan észlelhető legyen a talajvízszint), a talajvízszint alatt kb. 10 m-ig. (Az Üh-39A fúrás végig szárazon mélyült.) Itt az omlások elkerülésére technikai és cementezett beléscsőkat építettünk be (az előbbieket a mélyfúrás-geofizikai mérések során fokozatosan kihúztuk, hogy a mérések elvégezhetőek legyenek). Az Üh-43A fúrásban vékony volt a fedő és a mállott réteg együttes vastagsága, így a mélyítés végig szárazon, alsó szakaszán, 4,43 m-től léghalpapáccsal történt. A további 3 fúrásban a felső szakaszokat az Üh-39A fúrás kedvezőtlen tapasztalata alapján bentonitos iszappal mélyítettük, majd technikai beléscsőkat beépítése (és az iszap eltávolítása) után a talajvízszint fölött kb. 15–30 m-től alkalmaztunk száraz fúrást.

A fúrólukak alsó szakaszának átmérője 151 mm (Üh-39A), 120 mm (Üh-43A), 98 mm (Üh-45A), illetve 93 mm (Üh-42A és Üh-44A) volt, ezekbe a lyukátmérőhöz igazodva a kúttá való kiképzés során az Üh-39A kútba 90/80 mm-es, a többibe 60/53 mm-es PVC szűrőkat került. A gyűrűstér feltöltése szűrőkavicssal, homokkal, majd kompaktonittal, ismét homokkal vagy löszös furadékkanyaggal, végül a felső 10 m-en cementtejjel történt. Ezután és víztermelés után került sor a kút első vízmintázására. A

2. táblázat. A lejtőszakna menti és a vágatirányító mélyfúrások mélyítése és in situ vizsgálata

Adat fajtája	Adat típusa / helye	Üh 39	Üh 42	Üh 43	Üh 44	Üh 45
Alaphegységvető	mélysége (m)	57,14	43,93	5,10	19,20	55,61
Geodézia	fúráspon	*	*	*	*	*
1. fúrási szakasz	(m-ig)	61,28	65,32	27,85	50,20	87,45
Lyukgeofizika	komplex mérés (m)	62,2 2,0	65,3 1,0	27,2 2,0	50,2 1,0	87,4 1,0
Cementezett beléscső	alja (m)	60,92			49,75	
1A fúrási szakasz	(m-ig)	75,29			51,14	
Lyukgeofizika	komplex mérés (m)	75,1 61,2				
	lyukTV (m)	75,0 60,9				
Pakkeres kútvizsgálatok	teszt száma	Üh39t1				
Cementezett beléscső	alja (m)	75,29	64,41	27,85	51,14 (id. techn.)	86,01
2. fúrási szakasz	(m-ig)	161,25	230,43	164,90	170,16	220,00
Lyukgeofizika	komplex mérés (m)	161,1 75,1		164,9 27,8	170,1 50,2	220,0 87,4
	lyukIV (m)	161,1 74,0				
Pakkeres kútvizsgálatok	teszt száma	Üh39t2 + vízmin		Üh43 t1-t2	Üh44t1 + vízmin	Üh45 t1-t3
Beléscső	(m-ig)					133,30
Pakkeres kútvizsgálatok	teszt száma	Üh39 t3-t9		Üh43t3 + vízmin	Üh44 t2-t6	Üh45 t4
				Üh43 t4 t14	Üh44t7 + vízmin	Üh45t5-t6 + víztermelés
					Üh44 t8 t12	Üh45 t7 t11
Lyukgeofizika	HPF (m)			162,0 26,0		
2A fúrási szakasz	(m-ig)	250,00		260,00	300,54	330,15
Lyukgeofizika	komplex mérés (m)	250,0-161,1	230,0-65,3		300,0-170,1	330,1-220,0
	lyukTV (m)	250,0 161,1	230,0 65,3		300,0 170,1	330,1 220,0
Pakkeres kútvizsgálatok	teszt száma	Üh39 t10 t12	Üh42t1 + vízmin	Üh43 t15 t19	Üh44 t13 t18	Üh45 t12 t13
		Üh39t13 + vízmin	Üh42 t2 t7	Üh43t20 + vízmin	Üh44t19 + vízmin	Üh45t14 + vízmin
			Üh42t8 + vízmin	Üh43 t21-t24	Üh44 t20-t22	Üh45 t15-t22
			Üh42 t9-t15		Üh44t23 + víztermelés + mentés	Üh45t23 + vízmin
					Üh44 t24-t25	
Kútszerkezet kialakítása		*	*	*	*	*
Lyukgeofizika	HPF (m)	250,0-75,0 (pak. előtt)	222,0-66,0	260,0-164,9	298,0-55,0	330,0-98,0
Geodézia	kútna bemérése	*	*	*	*	*

lyukTV = akusztikus lyukfal-televíziós mérés, HPF = nagyérzékenységű áramlásmérés (Heat Pulse Flowmetry); id. techn. = ideiglenes technikai rakat, pak. = pakkeres mérés; * = az esemény megtörtént.

talajvíz-megfigyelő fúrások kiképzése során a lyukra védőcsövet és zárósapkát helyeztünk. Ezután következett a fúrások körüli betonba rögzített jelnek (hilti szögnek) a geodéziai bemérése. A kutakban a továbbiakban a monitoringélezések folynak.

A **piezométer-fúrásokat** a Rotaqua két ütemben mélyítette. Először a vágatok első szakaszához közeli fúrások (P1–7) mélyítésére került sor, a második ütemben a többi fúrás (P8–21) mélyítése történt meg.

A piezométer-fúrásokhoz nem végeztünk sem útjavítást, sem alapkészítést, csak szükség esetén kis tereprendezést. A fúrásokat részben önjáró HF–20, illetve Edeco–20 típusú

fúrógéppel, részben kézzel a helyszínrre szállított és ott összeállított Lumesa SA fúróberendezéssel mélyítettük. A fúrások alapadatait a 3. táblázat mutatja be.

A fúrások mélysége 4,00–27,80 m között változott, ebből a 21 piezométer (P1–21) összmélysége 218,89 m, a 3 fúrásé, amelyek nem lettek piezométerre, vízszintélezővé kiképezve (P16A, P16B, P20A), további 18,93 m.

Azoknál a piezométer-fúrásoknál, ahol önjáró fúrógép (HF–20, illetve Edeco–20) tudott a lyuk fölé állni, azzal történt a mélyítés a laza fedőüledékben, a kemény gránit-tetőig (HF–20: P1, P3 és P4 felső része, P5; Edeco–20: P11, P14, P15, P16A, P16B és P21). Ahol ez nem volt lehetséges,

3. táblázat. A piezométer-fúrások alapadatai

Piezométer-fúrás		Koordináták			Talpmélység	Alaphegységfelszín		Talajvízszint kútkiépités előtt		Mélyítés ideje
helye	jele	Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)	m	m f. a.	m Bf	m f. a.	m Bf	
Cserdülői-völgy K-i ága	P1	615 615,46	96 426,95	160,43	4,00	2,90	157,53	0,42	160,01	2005. 02. 14
	P2	615 761,77	96 301,31	165,82	5,40	1,50	164,32	0,20	165,62	2005. 02. 26.
	P3	615 854,30	96 139,49	178,39	6,95	3,20	175,19	1,40	176,99	2005. 02. 15.
	P11	615 982,11	95 973,25	206,88	25,44	2,20	204,68	16,50	190,38	2005. 08. 16–20.
Elek-forrás völgye	P4	616 229,71	97 000,96	156,34	5,00	2,20	154,14	0,46	155,88	2005. 02. 16., 2005. 02. 24.
Nagymórági- völgy D-i ága	P5	616 501,33	96 840,25	159,47	5,90	4,50	154,97	2,25	157,22	2005. 02. 14.
	P6	616 511,66	96 693,04	163,25	5,00	0,80	162,45	0,00	163,25	2005. 02. 23–24.
	P7	616 525,75	96 504,65	174,25	9,30	0,60	173,65	6,90	167,35	2005. 02. 25.
Cserdülői-völgy Ny-i ága	P8	615 475,11	96 084,29	169,84	7,12	1,44	168,40	3,10	166,74	2005. 09. 01.
	P9	615 484,54	95 895,09	178,22	7,60	1,50	176,72	0,35	177,87	2005. 08. 31.
	P10	615 549,33	95 703,27	185,93	9,32	1,10	184,83	0,40	185,53	2005. 09. 02.
Éva völgye	P12	616 512,71	95 471,42	179,50	8,22	0,45	179,05	3,20	176,30	2005. 09. 07.
	P13	616 522,68	95 382,65	184,00	10,22	0,30	183,70	0,20	183,80	2005. 09. 05.
Mészkemence- völgy	P14	614 747,82	95 422,27	168,25	10,09	4,90	163,35	1,70	166,55	2005. 08. 24.
	P15	614 848,81	95 323,72	172,62	8,62	4,72	167,90	2,15	170,47	2005. 08. 23–24.
	P16	615 000,03	95 200,96	176,75	8,22	0,80	175,95	2,90	173,85	2005. 09. 10.
	P16A	615 019	95 185	178	9,02	5,50	173	0,62	177	2005. 08. 25.
	P16B	615 025	95 185	178	5,23	1,50	177	1,15	177	2005. 08. 26.
	P17	615 390,74	94 866,69	194,42	9,20	1,30	193,12	2,45	191,97	2005. 09. 08.
	P18	615 484,95	94 778,28	203,05	9,32	0,70	202,35	4,40	198,65	2005. 09. 09.
Sekélyfúrások helyetti piezométerek	P19	616 389,39	94 764,29	235,90	27,80	3,70	232,20	23,90	212,00	2005. 09. 06.
	P20	616 408,41	95 819,82	190,24	19,00	10,00	180,24	5,20	185,04	2005. 09. 03–04.
	P20A	616 420	95 790	186	4,68	–	–	–	–	2005. 09. 03.
	P21	615 071,53	95 868,57	174,59	17,05	2,00	172,59	10,50	164,09	2005. 08. 21.
Összesen					237,70					

f. a. = felszín (fúrási 0 m) alatt.

a fúrás közelébe szállított Lumesa SA fúrógépet részenként, kézi erővel szállítottuk a fúráspontra, és ott állítottuk össze (P2, P4 alsó része, P6–10, P12, P13, P16–20 és P20A).

A fúrások végső átmérője spirálfúrás esetén 120 mm, keményfém betétes koronával és szimplafalú magcsővel mélyített magfúrás esetén 110 mm, illetve fúrókalapácsos fúrás esetén 108 mm volt. Az első esetben spirálfúróval fúrt zavart mag, a másodikban ép mag, a harmadikban furadékminta állt rendelkezésre a fúrásleíráshoz. Ezek az átmérők lehetővé tették a piezométerek megfelelő kiképzését.

A kútkiképzés során, az alján fadugóval lezárt 60/53 mm-es KM-PVC szűrőcsőszakaszt építettünk be, alsó részén kb. 0,5 m vakcső fölött kb. 2 m hosszú résejt szakasszal (szűrőcső). A gyűrűstér feltöltése gyöngykavicsal, homokkal, majd kompaktontal történt. A végleges kútfej kialakítása során 114/100 mm-es acél védőcső lett beépítve a felszín fölött kb. 1 m-ig, zárható kútsapkával. A cső tövében élő vízfolyások medrének közelében kör keresztmetszetű, 0,6 m átmérőjű, máshol 1×1 m-es négyzet alakú betongallér készült. A kutakon tisztító szivattyúzás és vízmintázás után folyamatos monitoring kezdődött.

A piezométer-fúrások mélyítése során a Golder folyamatos műszaki ellenőrzést végzett. A földtani leírás ebben az esetben a helyszínen, a mélyítéssel egy időben történt. A fúrásokban a kiképzésük során víztermelés (háromszoros

lyukterfogat kitermelése) után vízmintavételre került sor. A fúrólyukakban más vizsgálat nem volt. A fúrólyukak geodéziai bemérése mind a mélyítés során, mind a kútkiképzés után megtörtént. A kutakban folyamatos monitoring-észlelések történnek.

Felszín alatti fúrások

A felszín alatti földtani kutatási tervben (SZÜCS et al. 2004) megfogalmazott felszín alatti kutatófúrások (GYALOG, HÁMOS 2004) feladatai a következők voltak:

- a vágathajtáshoz és vágatbiztosításhoz szükséges elsődleges földtani, tektonikai, geotechnikai és hidrogeológiai alapadatok biztosítása (előfúrások);
- az előinjektálást igénylő szakaszok kijelölése (előfúrások, szondafúrások);
- a vizsgált közzettestek in situ hidrodinamikai jellemzőinek és azok időbeli változásainak megismerése (előfúrások, szondafúrások, vízföldtani célú [potenciál-, vágathatás-, monitoring-, talajnedvességgyűjtő-] fúrások) a térkiképzés során;
- a vágathajtás hatására a vágatok körüli módosult állapotú zónák (EDZ) hidraulikai és közzetfizikai vizsgálata (EDZ-fúrások);
- a vizsgált közzettestek közzetmechanikai tulajdonsá-

gainak vizsgálata, minősítése a további vágathajtás, a fúrási és a tárolókamrák kialakításának szempontjából (előfúrások, extenzométeres és kőzetfeszültség-fúrások).

A fenti célok elérése érdekében az alábbi fúrástípusok valósultak meg:

- előfúrások;
- szondafúrások, injektálást ellenőrző és injektáló fúrások;
- vízföldtani célú fúrások: potenciálfúrások, vágathatás-fúrás, monitoringfúrások; talajnedvességgyűjtő-fúrások;
- sugaras EDZ-fúrások; kis EDZ-fúrások;
- kőzetmechanikai fúrások (extenzométeres és kőzetfeszültség-fúrások).

A lejtősaknákhöz és az alapvágatokhoz kapcsolódó felszín alatti fúrások nyomvonalát a lejtősaknák északi részén a 3. ábra, a lejtősaknák D-i részén és a Kishurokban a 4. ábra, végül a Nagyhurokban az 5. ábra mutatja be. Jelen munkánkban elsősorban a nagyobb (20-30 m-nél hosszabb) magfúrásokkal foglalkozunk (előfúrások, vízföldtani célú fúrások, kőzetfeszültség-fúrások). A geotechnikai célú EDZ- és extenzométeres fúrások esetében csak a teljes fúrási szelvényre vonatkozó adatokat adjuk meg, az egyedi fúrások adatait nem. A teljes szelvényű szonda-, injektálást ellenőrző és injektáló fúrásokat nem ismertetjük. Ezek teljes szelvényrel mélyültek, a vágathajtás technológiájához kapcsolódtak.

A továbbiakban összefoglaljuk a vágatokban elvégzett fúrási munkákat.

Előfúrások

Az előfúrások adtak lehetőséget az eredeti, in situ kőzetkörnyezet elsődleges hidrodinamikai paramétereinek meghatározására és vízmintáinak vizsgálatára.

A lejtősaknákban 19 (14 a Keletiben és 5 a Nyugatiban), az alapvágatokban a Kishurokban 7 (3 a Keletiben, 3 a Nyugatiban és egy a 8. összekötő vágatban), a Nagyhurokban 6 (2 a Tárolói szállítívágatban, 1 a Tárolóépítési szállítívágatban, 3 a Tároló-összekötő vágatban), a zsomprendszerhez kapcsolódóan 4 (1 a Szivattyúkammerában, 1 az Ellenőrzött zsompvágatban, 2 az Építési zsompvágatban), összesen 36 db előfúrást mélyítettünk magfúrásként, 3066,47 m hosszban. A Rotaqua valamennyi előfúrását Diamec (282, 262, U8 APC) típusú, hidraulikus meghajtású magfúró berendezéssel mélyítette.

A lejtősaknákban az első 2 fúrás (BeK-1 és BeN-1) a felszínről mélyült a két vágat nyomvonalában. A további 17 db előfúrás váltakozva az éppen elől haladó Keleti vagy Nyugati lejtősaknából mélyült (BeK-[2-14], BeN-[2-5]), 2,0-5,5 m közötti átfedésekkel az információ és a fúrási szelvények folyamatossága érdekében. Az 50 méteres hosszúságú BeN-4 előfúrás volt az egyetlen kivétel, amely a BeK-12 előfúrásban harántolt agyagos torlasztó zóna helyzetének és felépítésének megismerésére irányult. A fúrások talpmélysége általában 86 és 135 m között változott, csak a kanyarívek bevetelénél voltak rövidebb fúráshosszak (BeK-5: 68,06 m; BeK-6: 37,03 m; BeK-13:

53,81 m; BeN-4: 50,03 m), hogy azok a későbbiekben kihajtott vágatüregek szelvényén belül maradjanak. A BeK-3 előfúrás mélyítését követően már mindegyik előfúrás teljes hosszban a lerobbantott szelvényen belül maradt, kivéve a BeK-12 fúrást, amely kb. 10 m-rel tovább mélyült a tervezett vágatszélvénnyől a lejtősaknák vonalvezetésének eldöntésére. A fúrások helyét a 3. és 4. ábra, mélyítési adatait a 4. táblázat mutatja be.

A Kishurokban már mindkét alapvágatban, sőt még az utolsó (a 8.) összekötő vágatban is mélyült előfúrás (BeK-[15-17], BeN-[6-8], illetve BeR-3). A fúrások helye a 4. ábrán, mélyítési adatai az 5. táblázatban láthatók.

A Nagyhurok vágataiban is minden vágathajtást előfúrás előzött meg. A Tárolói szállítívágatban a BeR-2 és BeR-7, a Tárolóépítési szállítívágatban a BeR-5, a Tároló-összekötő vágatban a BeR-6, BeR-11 és BeR-12 előfúrás mélyült. Ugyanehhez az ütemhez kapcsolódóan kialakítottuk a Kishurokban belül a zsomprendszer vágatait is, amelyekhez szintén tartoztak előfúrások. Itt összesen 4 fúrás mélyült, három különböző vágatban, a BeR-4 a Szivattyúkammera, a BeR-8 az Ellenőrzött zsompvágat, a BeR-(9-9A) az Építési zsompvágat nyomvonalában (helyük a 5. ábrán, mélyítési adataik az 6. táblázatban láthatók).

Az esetleges vágatszélvénnyől való kitérés negatív hatásának vagy a fúrásokból kifolyó víz mennyiségének csökkentése céljából az előfúrások többsége a mérési programok kivitelezését követően cementtel vagy bentonitos cementtel teljes hosszban eltömédékelésre került. Amennyiben a fúrás a vágatszélvényen belül maradt, és nem volt benne jelentős (3-4 l/min vagy nagyobb) vízbeáramlás, nem került sor tömédékelésre.

A felbóvított, palástcementezett vezércsővel ellátott szakaszok hossza 4,35-14,58 m között váltakozott a kőzet állapotától (elsősorban állékonyságától, repedezettségétől és a repedésirányoktól) függően.

Vízföldtani fúrások

A vízföldtani célú fúrások közül a lejtősaknákban és az alapvágatokban a potenciál- (Bp-[1-3]), a vágathatás- (Bv-1) és a monitoringfúrások (Bm-3 és -4), valamint a talajnedvesség-gyűjtő fúrások (Bt-[1-4]) kivitelezése valósult meg. Valamennyi fúrás a lejtősaknák és a fúrókamrák szelvényét elhagyva mélyült. A fúrásokba többpakkeres észlelőrendszereket vagy talajnedvesség-gyűjtő szondákat telepítettünk. A fúrások mélyítési adatait a 7. táblázat mutatja be.

A **potenciálfúrások** közül a Bp-1 a 4KK kamra, a Keleti lejtősakna 956,1. méterénél, a K-i oldalon merőlegesen kihajtott, 9,1 m hosszúságú Potenciálkamra végéből mélyült, a kamra tengelyének irányával párhuzamosan (3. ábra). Kivitelezési technológiája megegyezett az előfúrásokéval. A fúrásba egy 5,3 m hosszú, 108/98 mm átmérőjű vezércsövet cementeztünk be 5,04 m mélységig a 121 mm-re felbóvított lyukszakaszba. A fúrás végig HQ átmérőjű magfúrásként mélyült a 150,16 m-es talpmélységig. Mélyítés közben ez a fúrás harántolta a lejtősaknákban megismert legnagyobb hozamú vízbeáramlást. A 9-13 m közötti

4. táblázat. A lejtősaknák előfúrásainak mélyítési adatai

Előfúrás jele vágatonként		Fúrás kezdő- és végkoordinátái*			Vágatméter		Talp- mélység	Átmérő	Írány	Dőlés	Mélyítés időpontja	
KA	NA	Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)	fúrás eleje	fúrás vége	m	mm	fok	fok	kezdés	befejezés
BeK-1		616 437,87	96 917,11	163,96	0,0	120,0	120,00	96	238,4	-2,29	2004. 10. 21.	2004. 11. 06.
		616 336,46	96 855,32	156,20								
	BeN-1	616 387,91	97 008,11	160,19	0,0	100,0	100,00	96	210,5	-0,13	2004. 11. 15.	2004. 11. 23.
		616 345,41	96 935,96	159,96								
BeK-2		616 340,81	96 853,04	153,10	116,9	245,68	129,70	76	208,9	-3,43	2005. 05. 26.	2005. 06. 07.
		616 278,12	96 739,45	145,38								
BeK-3		616 280,80	96 747,32	141,62	242,6	339,21	96,61	76	209,3	-7,25	2005. 07. 30.	2005. 08. 15.
		616 232,29	96 660,74	129,40								
BeK-4		616 234,85	96 664,10	132,43	335,0	470,0	135,00	76	208,2	-5,20	2005. 09. 25.	2005. 10. 21.
		616 172,02	96 546,77	120,20								
BeK-5		616 170,62	96 547,69	120,18	468,0	536,0	68,06	96	208,6	-5,27	2005. 11. 29.	2005. 12. 09.
		616 138,46	96 488,63	113,92								
BeK-6		616 141,09	96 490,38	113,46	533,3	570,3	37,03	96	178,6	-4,24	2006. 03. 08.	2006. 03. 14.
		616 141,75	96 463,45	110,71								
BeK-7		616 143,13	96 459,90	110,38	564,6	679,1	91,70	96	141	-5,07	2006. 04. 05.	2006. 04. 23.
		616 214,87	96 371,32	99,89			114,48					
BeK-8		616 212,91	96 372,13	99,98	677,2	783,3	106,10	96	141,3	-5,4	2006. 06. 13.	2006. 06. 28.
		616 278,79	96 290,02	89,98								
	BeN-2	616 244,98	96 281,20	88,74	847,8	887,7	39,94	96	169,9	-5,69	2006. 09. 08.	2006. 09. 12.
		616 251,88	96 243,35	84,77								
	BeN-3	616 249,23	96 246,72	84,39	884,2	1014,7	130,47	96	208,7	3,63	2006. 09. 26.	2006. 10. 09.
		616 187,18	96 133,01	73,64								
BeK-9		616 174,59	96 057,59	64,29	1045,9	1146,1	100,16	96	211,6	-5,52	2007. 02. 11.	2007. 02. 21.
		616 122,46	95 972,61	54,77								
BeK-10		616 124,19	95 975,19	54,64	1143,0	1232,0	87,99	96	211,8	-5,91	2007. 04. 10.	2007. 04. 18.
		616 078,14	95 900,66	54,57								
BeK-11		616 081,87	95 905,43	47,37	1225,0	1338,8	39,91	96	210,4	-6,77	2007. 06. 06.	2007. 06. 17.
		616 024,71	95 807,93	33,96			113,77					
BeK-12		616 023,73	95 810,22	36,08	1337,0	1458,0	64,67	96	209,1	-5,70	2007. 09. 03.	2007. 09. 15.
		615 966,93	95 705,13	22,15			86,57					
	BeN-4	615 973,00	95 788,75	33,16	1421,8	1471,8	50,03	96	202,5	-6,88	2007. 09. 24.	2007. 09. 28.
		615 954,00	95 742,56	26,56								
BeK-13		615 988,53	95 734,93	27,61	1423,0	1478,3	53,81	96	157	-4,23	2007. 10. 31.	2007. 11. 06.
		616 010,35	95 683,13	20,95								
BeK-14		616 011,27	95 687,72	23,69	1474,9	1589,5	114,59	96	149	-5,01	2007. 11. 27.	2007. 12. 12.
		616 075,78	95 581,15	12,66								
	BeN-5	616 023,93	95 557,20	11,92	1670,4	1771,6	101,16	96	158	-5,35	2008. 02. 14.	2008. 02. 27.
		616 062,14	95 464,02	2,40								

* = a kezdő- és végkoordináták egymás alatt, KA = Keleti lejtősakna, NA = Nyugati lejtősakna.

szakasz nyitott repedéseiből kezdetben 160 l/perc kifolyó hozamot észleltünk, amely 2 hetes csapolás után is 100 l/perc körülirek adódott. A vízbeáramlást a lyukba telepített többpakkeres észlelőrendszerrel és a potenciálkamra homlokának injektálásával zártuk ki.

A Bp-2 a Keleti lejtősakna 1714.0. méterénél, a K-i oldalban merőlegesen kihajtott, 35 m hosszúságú 2. vizsgálati kamra végéből mélyült, 89° irányban (4. ábra).

A Bp-3 a Nyugati alapvágat 79,50 m-éből indult Ny felé (276°-ra), a tervezett kamrák síkja alatti térrész és a lejtősaknáknak harántolt alkálivulkanit-telér megismerésére (4. ábra).

A Bp-4 potenciálfúrás a Tárolóépítési szállítógát végpontjáról (172,10 m), annak folytatásában (Ny-i irányban) mélyült. Tervezett funkcióját nem tudta ellátni, mivel a fúrás a Patrik-törés harántolásakor elszerecséltenedett, ezért 32,61

5. táblázat. A Kishurok előfúrásainak mélyítési adatai

Vágat jele	Előfúrás jele	Fúrás kezdő- és végkoordinátái*			Vágatméter		Talpmélység	Átmérő	Irány	Dőlés	Mélyítés időpontja	
		Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)	fúrás eleje	fúrás vége	m	mm	fok	fok	kezdés	befejezés
KAV	BeK 15	616 135,35	95 473,60	2,38	0,0	94,19	94,19	96	171	1,95	2008. 05. 27.	2008. 06. 15.
		616 148,84	95 380,47	1,26								
	BeK-16	616 147,50	95 391,62	-0,31	83,6	145,39	61,79	96	174	-1,76	2009. 01. 15.	2009. 01. 22.
		616 153,25	95 330,13	2,35								
	BeK-17	616 148,69	95 309,72	2,85	165,9	260,23	94,33	96	192	-0,91	2009. 03. 07.	2009. 03. 15.
		616 128,96	95 217,52	1,41								
NAV	BeN 6	616 059,47	95 462,57	2,28	0,0	116,00	115,97	96	171	2,62	2008. 06. 18.	2008. 07. 16.
		616 077,14	95 348,10	3,37								
	BeN 7	616 079,44	95 326,55	0,73	137,2	191,96	54,76	96	172	1,15	2008. 12. 07.	2008. 12. 29.
		616 087,24	95 272,36	0,53								
	BeN 8	616 088,55	95 265,78	3,20	199,1	253,00	53,90	96	171	1,93	2009. 03. 16.	2009. 03. 19.
		616 097,09	95 212,60	1,10								
80	BeR-3	616 128,55	95 226,98	2,05	4,0	34,02	30,02	96	82	-3,00	2009. 04. 08.	2009. 04. 09.
		616 128,55	95 226,98	2,05								

* = a kezdő- és végkoordináták egymás alatt, KAV = Keleti alapvágat, NAV = Nyugati alapvágat, 80 = 8. összekötővágat.

6. táblázat. A Nagyhurok és a Kishurok zsomprendszere előfúrásainak mélyítési adatai

Vágat jele	Előfúrás jele	Fúrás kezdő- és végkoordinátái*			Vágatméter		Talpmélység	Átmérő	Irány	Dőlés	Mélyítés időpontja	
		Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)	fúrás eleje	fúrás vége	m	mm	fok	fok	kezdés	befejezés
TSZV	BeR-2	616 049,56	95 446,19	2,74	12,00	114,75	102,75	96	261	-2,02	2009. 03. 04.	2009. 03. 19.
		615 947,93	95 431,93	0,62								
	BeR 7	615 950,73	95 431,54	2,76	112,40	186,07	73,67	96	263	2,29	2009. 09. 27.	2009. 10. 03.
		615 877,69	95 422,28	0,05								
TESZV	BeR-5	616 087,64	95 220,83	5,61	8,20	162,94	154,74	96	262	-11,30	2009. 05. 31.	2009. 06. 11.
		615 934,49	95 199,04	2,99								
TOV	BeR 6	615 939,65	95 202,8	4,7	3,50	136,07	132,57	96/76	352	1,65	2009. 08. 31.	2009. 09. 12.
		615 920,10	95 333,55	0,06								
	BeR 11 (+11A)	615 907,71	95 418,28	2,65	7,10	59,65	52,55	96	171	-2,30	2009. 11. 29.	2009. 12. 10.
		615 915,47	95 366,34	0,54								
	BeR 12	615 920,77	95 331,64	3,38	134,00	175,30	41,52	96/76	347	1,70	2009. 12. 22.	2009. 12. 29.
		615 911,23	95 372,03	2,27								
SZK	BeR-4	616 100,09	95 450,19	1,94	38,40	75,00	75,00	96	165	-0,40	2009. 05. 25.	2009. 05. 30.
		616 114,07	95 376,6	0,36								
ELZS	BeR 8	616 092,40	95 366,75	-3,58	22,70	63,40	40,14	96	358	1,29	2009. 12. 10.	2009. 12. 13.
		616 090,85	95 406,83	-4,48								
EPZS	BeR-9	616 127,04	95 403,27	-3,26	23,00	52,80	29,00	96/76	340	-3,48	2010. 02. 12.	2010. 02. 15.
		616 117,15	95 430,47	-5,02								
	BeR 9A	616 120,72	95 427,36	-5,62	49,00	63,00	14,03	96	351	3,82	2010. 03. 06.	2010. 03. 07.
		616 118,58	95 441,20	-6,56								

* = a kezdő- és végkoordináták egymás alatt, TSZV = Tárolói szállítóvágat, TESZV = Tárolóépítési szállítóvágat, TOV = Tároló-összekötő vágat, SZK = Szivattyúkamra, ELZS = Ellenőrzött zsomvágat, EPZS = Építési zsomvágat.

méteres talpmélységnél leállítottuk a fúrást. A Bp-4 fúrás kiváltására mélyült a Bp-4B fúrás a Tárolóépítési szállítóvágat 168. méterében északnyugati irányba. Ennél a fúrásnál a törészóna szakaszát 114/110-as vezércsővel zártuk ki. A lyukba sikerült a multipakkeres rendszer telepítése.

A BeR-10 fúrás a Tárolói szállítóvágat végpontjáról (180,20 m) mélyült, annak folytatásában, nyugat felé. Előfúrásaként indult, de mélyítése közben a multipakker-rendszer telepítéséről, így a fúrásnak potenciálfúrássá minősítéséről született döntés.

7. táblázat. Vízföldtani fúrások mélyítési adatai

Vágat jele	Fúrás jele	Fúrás kezdő- és végkoordinátái*			Vágatméter m	Fúrási hossz m	Átmérő mm	Írány fok	Dőlés fok	Mélyítés ideje
		Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)						
4KK	Bp-1	616 230,96	96 127,30	73,58	9,0	150,16	96	120,18	-4,40	2006. 11. 29 - 12. 18.
		616 360,31	96 052,07	62,07						
12KK	Bp-2	616 168,77	95 495,88	3,85	34,5	120,26	96	89,42	-2,62	2008. 08. 19 - 09. 04.
		616 288,90	95 497,28	-1,52						
NAV	Bp-3	616 067,94	95 383,22	1,11	79,5	160,34	96	276,07	-5,40	2009. 01. 30 - 02. 14.
		615 909,24	95 399,94	-16,67						
TT:SZV	Bp-4	615 924,58	95 197,73	6,52	172,1	32,61	96	261,52	1,98	2009. 08. 25 30
		615 892,32	95 192,92	5,41						
	Bp-4B	615 927,39	95 201,15	3,92	168,8	150,00	96	299,52	13,28	2010. 01. 05 26
		615 800,44	95 273,24	-30,54						
TSZV	BeR 10	615 882,85	95 422,47	4,28	180,2	140,50	96	261,80	1,70	2009. 11. 29 12. 12
		615 744,34	95 402,51	0,22						
NA	Bv 1	616 183,71	96 141,41	71,44	**1009,2	100,15	96	227,15	4,10	2007. 01. 03 11.
7KK	Bm 3	616 063,92	95 805,99	38,01	33,6	84,82	96/76	121,01	5,75	2007. 10. 21 11. 20.
		616 136,23	95 762,53	29,51						
	Bm 4	616 063,11	95 805,30	37,73	33,6	77,80	96/76	127,72	11,19	2007. 12. 13 19.
		616 123,47	95 758,62	22,63						
KA	Bt 1	616 372,37	96 872,01	155,82	80,0	2,35	38	147,4	10	2005. 05. 02.
		616 373,61	96 870,06	155,41						
NA	Bt 2	616 346,87	96 939,25	157,75	80,0	2,35	38	298,9	10	2005. 05. 02.
		616 342,48	96 941,68	157,34						
	Bt-3	616 288,78	96 834,02	146,38	201,0	5,10	38	298,9	-10	2007. 01. 02.
		616 284,39	96 836,45	145,97						
	Bt 4	616 245,45	96 756,03	139,29	290,0	5,10	38	298,9	10	2007. 01. 02.
		616 241,06	96 758,46	138,88						

* = a kezdő- és végkoordináták egymás alatt, Bv- = vágathatásfúrás, Bm- = monitoringfúrás, Bt- = talajnedvességgyűjtő-fúrás teljes szelvényű fúrva; KA = Keleti lejtősakna, NA = Nyugati lejtősakna, 4KK = 4. kamra (Potenciálkamra), 7KK = 7. kamra (Kőzetfeszültség-kamra), 12KK = 12. kamra (2. vizsgálati kamra), NAV = Nyugati alapvágat. ** A Bv-1 fúrás végpontjának a vágat tengelyvonalára merőlegesen bevetített vágatmétere: 1104,3.

A vágathatásfúrás (Bv-1) a Nyugati lejtősakna 1009,2. m-énél, a vágat jobb oldalán kialakított kitérésből indult, és a vágattengely síkjában, attól nyugat felé kb. 16°-ot kitérve (kb. 227° irányszöggel és -4,1°-os dőléssel) haladt (3. ábra). A 100,15 m-es lyuktalpig HQ átmérőjű magfúrásként mélyült. A fúrás kivitelezési technológiája megegyezett az előfúrással és a Bp-1 fúrással. A fúráshoz egy 4,56 m hosszú, 108/98 mm átmérőjű vezércsövet cementeztünk be 4,44 m mélységig a 121 mm-re felbővített lyukszakaszba. A fúrás kezdőpontja kb. 0,9 m-re, a végpontja pedig kb. 28,1 m-re tér ki a vágatpalásttól nyugat felé a vágat síkjában.

A **monitoringfúrások** (Bm-3 és -4) a 7. kamra, a Keleti lejtősakna 1320. m-énél KDK felé nyíló, 33,6 m hosszú Kőzetfeszültség-kamra végéből mélyültek (4. ábra), 13,83 és 12,29 m-ig HQ (96 mm), majd a talpig NQ (76 mm) átmérővel. A HQ átmérőjű szakaszokba 89/78 mm átmérőjű vezércsövek kerültek palástcementezéssel. A két fúrás kezdőpontjának távolsága kb. 1 m, alsó szakaszukon vízszintes vetületben kb. 11 m-re, szintben 7 m-re távolodtak el egy-

mástól, azaz a Bm-4 fúrás végpontjának távolsága a Bm-3 fúrástól kb. 13 m. A két fúrás közelsége lehetőséget adott a földtani, tektonikai, geotechnikai, geofizikai és vízföldtani paraméterek összevetésére.

A Bm-3 fúrás első 35,51 m-es szakasza kőzetfeszültség-fúrásként mélyült (lásd ott).

A talajnedvesség-gyűjtő fúrások teljes szelvényű fúrásként, kezdetben rövidebb, majd a vágatok hatására keletkező depressziós tér miatt növekvő háromfázisú, telítetlen zóna vizsgálatára nagyobb hosszban mélyültek (3. ábra). A helyszínen tapasztalt hidrogeológiai viszonyokra, illetve a kétfázisú-háromfázisú zóna határára figyelemmel 2005-ben két talajnedvesség-gyűjtő fúrás létesült (2,35-2,35 m hosszban): a Bt-1 a Keleti lejtősakna 80. m-ében, a keleti oldalfalon, a Bt-2 pedig a Nyugati lejtősakna 80. m-ében, a nyugati oldalfalon. 2006-ban a Bt-3 a Nyugati lejtősakna 201. m-ében, a nyugati falon, illetve a Bt-4 fúrás a Nyugati lejtősakna 290. m-ében, ugyancsak a nyugati falon, 5,1-5,1 m-es hosszban mélyült. A furatokat kézi fúrókalapáccsal, 10°-os lejtéssel, 38 mm-es átmérőben alakítottuk ki.

Kőzetmechanikai fúrások

Két fúrás csoport valósult meg kőzetmechanikai vizsgálatok céljára:

- kőzetfeszültség-fúrások,
- extenzométeres fúrások.

A kőzetfeszültség-fúrások első csoportja (Bm-[1-3], 4. ábra) a 7. kamra, a Keleti lejtősakna 1320. m-énél a vágatra merőlegesen, KDK-i irányba kialakított 33,6 m hosszú Kőzetfeszültség-kamra végében mélyült, magtúlfúrásos és tokrepszó szondás in situ kőzetfeszültség-mérések lehetővé tételére (8. táblázat). A mérések a fúrólyukak tengelyére merőleges síkban határozták meg a feszültségirányokat, azok mértékét és a rugalmassági paramétereiket. A három, egymásra közel merőleges fúrás hossza 30,43, 30,37, illetve 35,51 (összesen 96,31) m volt. A fúrások első, 13,8–15,0 m hosszúságú, vezérsővezett szakasza 96 mm-es magfúrásként készült a vágatok feszültségmódosító hatásának elkerülésére. Az ezt követően talpig 76 mm átmérőben mélyített szakaszokon a Bomix Kft. 16 db magtúlfúrásos feszültségmérést végzett. A magtúlfúrásos feszültségmérés a fúrás mélyítési folyamatának szerves részét képezte folyamatosan végzett optikai lyukkamerás mérésekkel, amelyek a fúrólyuk állapotának és a lyuktalp minőségének ellenőrzését szolgálták.

A fúrólyukakban két fázisban (a csövezés előtt, illetve a végleges talpmélység elérését követően) történtek mélyfúrás-geofizikai mérések. Valamennyi fúrás nyitott szakaszán készültek tokrepszó szondás in situ feszültségmérések is (KBFI-Alfa Kft.). A teljes mérési program befejezését követően a Bm-1 és Bm-2 fúrást nyomás alatti cemen-téssel felhagytuk, míg a Bm-3 fúrást monitoringfúrásként mélyítettük tovább, és részletező hidrogeológiai vizsgálatokra használtuk fel.

A Nagyhurok mélyítéséhez kapcsolódóan is végeztünk 2010-ben kőzetfeszültség-fúrásokat. Ennek keretében 3

fúrás mélyült (Bkf-1, -2, -4). A mérések itt CSIRO-cellás és magtúlfúrásos vizsgálatokat jelentettek, a Bm jelű fúrásokhoz hasonló céllal, a kamraközeli térségben fő feszültségirányok meghatározására. A méréseket a Kőmérő végezte. A fúrások első szakaszában 21 méteres lyuk mélyült 96 mm-es átmérővel, aminek aztán három lépcsőben (122 mm, 146 mm, 178 mm) történt a felbővítése a végleges 178 mm-es átmérőre, és 168/152 mm-es bélésű került beépítésre. A mérési program ez után indult.

A Bkf-1 fúrás a Tárolói szállítóvágat 176,2. méterénél mélyült a talpon, lefelé 32,83 m hosszan. A Bkf-2 is itt mélyült a szállítóvágat záró homlokáról (180,20 m) nyugati irányba 37,27 m-es talpmélységgel. A Bkf-4 fúrás a Keleti alapvágat „végében” (258,30 m) mélyült a talpon, 41,87 m-es talpmélységet elérve.

Az **extenzométeres mérések** kapcsán extenzométeres szelvényekben, a HGM-kamrában és fúrólyuk-extenzométerekhez extenzométeres elrendezésekben telepítettünk fúrásokat (9. táblázat).

Az **extenzométeres fúrások** 4 szelvényben tették lehetővé a vágathajtás okozta vágatköpenybeli sugárirányú elmozdulások mérésére szolgáló extenzométerek telepítését.

A szelvények helyének kiválasztásánál szempont volt, hogy különböző kőzetmechanikai állapotú kőzetszakaszokat vizsgáljunk:

- jó állapotú kőzetszakasz — Ext-1 szelvény a Keleti lejtősakna 707,2. m-ében (Bx-[11-16] fúrás, 3. ábra, 5);
- rossz állapotú kőzetszakasz — Ext-2 szelvény a Nyugati lejtősakna 1025,0. m-ében (Bx-[21, 23-26] fúrás, 3. ábra, 7);
- rossz állapotú kőzetszakasz — Ext-3 szelvény a Nyugati lejtősakna 1360,8. m-ében (Bx-[31-32, 34-36] fúrás, 4. ábra, 9);
- nagyobb vágatátmérőjű szelvénykeresztesződés — Ext-4 szelvény a Nyugati lejtősakna 1492,2. m-ében, a 4.

8. táblázat. Kőzetfeszültség-fúrások mélyítési adatai

Vágat jele	Fúrás jele	Fúrás kezdő- és végkoordinátái*			Vágat-méter	Talpmélység	Átmérő	Fúrólyuk iránya	Írány/dőlés fok	Mélyítés ideje
		Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)						
7KK	Bm 1	616 061,96	95 807,30	36,96	32,6	30,43	96/76	a kamra homlokfala előtt kb. 1 m-rel, a talpra lefelé	169/89,5	2007. 09. 30 10. 12.
		616 061,99	95 807,10	6,53						
	Bm 2	616 063,73	95 809,62	37,91	32,6	30,37	96/76	a kamra homlokfala előtt kb. 1 m-rel, a kamra bal oldalán, a kamratengelyre merőlegesen	31/ 6,3	2007. 10. 13 21.
		616 079,38	95 835,43	34,60						
	Bm 3	616 063,92	95 805,99	38,01	33,6	35,51**	96/76	a kamra homlokfaláról a kamratengely irányába	121/ 5,6	2007. 10. 21 31.
		616 094,21	95 787,81	34,52						
TSZV	Bkf-1	615 887,01	95 423,40	0,34	176,2	32,83	178/76	TSZV végén	356/-89,74	2010. 01. 04 - 02. 04.
		615 887,00	95 423,54	32,49						
	Bkf 2	615 882,95	95 420,54	1,58	180,2	37,27	178/76	TSZV végén, talpon	262/ 2,69	2009. 12. 21 2010. 02. 19.
		615 846,11	95 415,20	-0,17						
KAV	Bkf 4	616 129,93	95 219,48	1,23	258,3	41,87	178/76	KAV végén, talpon	271/90	2010. 03. 08 04. 10.
		616 129,82	95 219,48	40,64						

* = a kezdő- és végkoordináták egymás alatt, 7KK = 7. kamra (Kőzetfeszültség-kamra), TSZV = Tárolói szállítóvágat, KAV = Keleti alapvágat. ** = A fúrás monitoring-fúrásként tovább mélyült 84,42 m-ig.

9. táblázat. Extenzométeres szelvények fúrásainak mélyítési adatai

Szelvény jele	Szelvény helye vágat/m	Fúrások jele	Első fúrás kezdőkoordinátái			Talpmélységek m	Fűrőlyukak iránya*	Mélyítés ideje év, hónap
			Y (EOV)	X (EOV)	Z (baltí)			
Ext-1	KA/707,2	Bx-(11-16)	616 229,84	96 347,25	96,98	18,3-18,5	NyÉNy le, föl; függ. föl; KDK föl, le; függ. le	2006. 07-08.
Ext-2	NA/1025,0	Bx-(21-26)	616 182,65	96 077,13	66,24	18,3-18,5	NyÉNy le, föl; függ. föl; KDK föl, le; függ. le	2007. 01.
Ext-3	NA/1360,8	Bx-(31-36)	616 001,76	95 842,44	38,74	18,5-19,85	NyÉNy le, föl; függ. föl; KDK föl, le; függ. le	2007. 08.
Ext-4	NA/1492,2	Bx-(41-46)	615 954,76	95 723,99	27,01	18,5-19,81	NyDNy le, föl; függ. föl; KÉK föl, le; függ. le	2007. 11.
Ext-6	11KK	Bx-(61-64)	616 120,10	95 487,22	4,41	27,15-27,91	dél	2008. 09.
Ext-7	7-O	Bx-(71-74)	616 113,10	95 454,15	2,75	20,51-20,87	kelet	2008. 11.
Ext-8	TSZV/139,5	Bx-(81-84)	615 923,12	95 431,24	2,62	18,49-20,07	dél, észak	2009. 10.
Ext-9	KAV/39,4; 48,7 SZKK/22,0	Bx-(91-93)	616 137,12	95 438,98	0,30	11,51-15,45	nyugat	2009. 11., 2010. 02.

KA = Keleti lejtősakna, NA = Nyugati lejtősakna, 11KK = 11. kamra (5. transzformátorkamra), 7O = 7. összekötő vágat, TSZV = Tárolói szállítívágat, KAV = Keleti alapvágat, SZKK = Keleti szivattyúkammera; * = A vágattengelyre merőlegesen; függ. = függőlegesen.

összekötő vágat előtti leágazás előtt (Bx-[41-46] fúrás, 4. ábra, 10).

A szelvényeket minden esetben az aktuális vágathomlok előtt kb. 1,5-2,0 m távolságban alakítottuk ki a vágathajtás folytatása előtt. Szelvényenként 6-6 db, 18-20 m közötti mélységű magfúrás mélyült a 7. ábra által bemutatott elrendezésben, 446,34 m összhosszban. A fúrások mélyítése minden esetben a telepítendő extenzométerek, adatgyűjtők típusához, geometriai paramétereikhez és a szükséges műszervédelemhez igazodott. Az Ext-1 szelvényben 76, 96 és 110 mm, az Ext-2 szelvényben 76 és 96 mm, míg az Ext-3 és -4 szelvényben már csak 96 mm átmérőjű lyukakat alakítottunk ki. Az Ext-2 és -3 szelvény Bx-21, -25, -31 és -32 fúrásában a lyukfalak instabil állapota és a (10-80 l/min között változó) vízbeáramlások miatt pakkeres elzárást, mikrocementes és poliuretános injektálást, majd újrafúrást kellett alkalmaznunk a telepítés biztosítására.

A lyukakban technikai mélyfúrás-geofizikai mérésekre és szükség esetén optikai lyukkamerás ellenőrzésekre került sor a lyukak állapotától függően. Amikor a mérések kockázatot jelentettek a gyors és hatékony műszertelepítésre, akkor a mérések a felelős szakmai vezető döntése alapján elmaradtak.

A HGM-kamrában mélyült az Ext-5 szelvény sugaras extenzométeres fúrásokkal, ennek adatai a következő részben (a HGM-kamra fúrásai) találhatóak.

Az extenzométeres mérésekhez az eszközök egy másik típusát is használtuk a vágatokban, ezek az úgynevezett **fűrőlyuk-extenzométerek**. A nem hagyományos módon telepített extenzométerek in situ feszültségtér változás hatására létrejövő deformáció mérésére, valamint a kőzettest rugalmassági modulusának becslésére szolgálnak. Míg a sugaras szelvények esetében mindig a szelvény után található a homlok, és a vágathajtás során történő előrehaladás hatásait mérhettük, addig ezek az elrendezések lehetővé tették, hogy megfigyeljük azt is, milyen hatással van a vágathomlok közelítése és elhaladása a mérő-

pontokra, és ezáltal következtetni lehetett, hogyan viselkedik a kőzettest ezen hatásokra.

4 alkalommal alkalmaztuk ezt a mérési módszert, az Ext-(6-9) extenzométeres elrendezésekben. A 6-os és 7-es elrendezésben (4. ábra, 11) a mérőrendszereket a 7. összekötő vágat irányába a fölötté levő 5. transzformátorkamrából, illetve az összekötő vágat mentén alakítottuk ki. Mindkét szelvénynél 4 db lyuk mélyült, 96 mm (HQ) átmérővel. Hosszuk a sugaras extenzométerekénél hosszabb; az Ext-6-nál 27 méter, az Ext-7 szelvényénél 20 méter. Minden lyukban volt mélyfúrás-geofizikai mérés és lyukkamerás vizsgálat a lyukfal állapotának ellenőrzésére. A műszertelepítés szempontjából nem megfelelő lyukaknál tamponcementéssel biztosítottuk a lyukfal megfelelő állapotát (DEÁK, KOVÁCS 2009).

Az Ext-8 szelvény a Tárolói szállítívágatban létesült a vágat elhaladása hatásának mérésére. A 4 fúrás a vágat 139,50 méterében HQ átmérővel mélyült (5. ábra).

Az Ext-9 szelvény az Építési zsompvágat kihajtásának a kőzetmechanikai hatásait volt hivatott vizsgálni. A fúrások három különböző helyen mélyültek: a Bx-91 a Keleti alapvágat 34,90, a Bx-92 a 48,70 méterében (Ny-i irányban, HQ átmérővel), a Bx-93 a Szivattyúkammera keleti ágának végében a talpon, 76 mm-es átmérővel (5. ábra, 14).

A HGM-kamra fúrásai

Az EDZ-fúrások egyik csoportja volt az ún. HGM-kamrából (hidrogeológiai-geomechanikai monitoringkamra) lemélyült fúrások csoportja. (Ezek a kutatási tervben a komplex műszerezettségű szelvények fúrásaiként [KMSZ-fúrások] szerepeltek). A 9KK kamrából, a HGM-kamrából 2 hidrogeológiai, valamint 6-6 extenzométeres és CSIRO-cellás fúrás mélyült.

A fúrások a Keleti lejtősakna 1457,9 m-énél KÉK-i irányban kihajtott, a fúrások mélyítésekor 22,4 m hosszúságú HGM-kamra vége közelében indultak (4. ábra, 10). A Bkh-(1-2) (hidrogeológiai) fúrások a kamra vége előtt

(18,3, illetve 19,6 m-nél), a Bkc-(1-6) (CSIRO-cellás) fúrások 18,51-18,76 m között, a Bkx-(1-6) (sugaras extenzométeres) fúrások 20,55 m-nél kezdődtek. Valamennyi fúrás végig magfúrásként mélyült, leszámítva a Bkc (CSIRO-cellás) fúrások felcsiszoláskori 0-4 cm-es előrehaladásait.

A mélyfúrás-geofizikai méréseket a Bkh-(1-2) fúrásban a Geo-Log, a Bkx jelű fúrásokban (csak a Bkx-[1-3] és Bkx-5 fúrásban) a Karotázs végezte, a Bkc jelű fúrásokban nem volt mérés.

A fúrások főbb adatait a 10. táblázat mutatja be.

A **hidrogeológiai fúrások** közül a Bkh-1 fúrás a HGM-kamra 18,3 m-énél, a kamra bal oldaláról, a Bkh-2 fúrás a kamra 19,6 m-énél a vágattalpon, a kamra középvonalától kb. 1 m-re északra indult; 2,30, illetve 2,34 m-ig HQ, majd ez alatt a talpig NQ átmérővel mélyült. A fúrásokban a Golder pakkeres kútvizsgálatokat, a Geo-Log komplex mélyfúrás-geofizikai vizsgálatokat, valamint lyukfal-televíziós méréseket, a MÁFI a földtani-tektonikai dokumentálás mellett fúrómagszkennelést is végzett.

A HGM-kamra 18,51-18,76 m-e között CSIRO-cellás (Bkc-[1-6]) fúrások először 60,0 mm (BQ) átmérővel 13,00 m-ig mélyültek, majd 13,01-13,04 m között a talpukat simára csiszolták. Ezután 50 cm hosszan 37,7 mm átmérőjű „zseblyukak” mélyültek, végül újabb csiszolással érték el a

13,51-13,55 m-es talpmélységet. Ezt követően a fúrólukat mikrocementtel injektálták, majd kifúrták a cementdugót. Ezután szükség esetén lyuktisztítást végeztek és 56 mm-es technikai védőcsövet építettek be. A fúrásokban a Bomix Kft. végzett közetmechanikai méréseket.

A fúrások közül a Bkc-1, -2, -5 és -6 helyzetét a 4. ábra 10-es részabrája mutatja be, a Bkc-3 és -4 a kamra tengelyének függőleges síkjában (59-239° É-től) mélyült.

A **sugaras extenzométeres (Bkx-[1-6]) fúrások** a kamra tengelyére merőleges, függőleges síkban mélyültek a HGM-kamra 20,55 m-énél. A 6 fúrás irányát kezdő és végpontjának koordinátáit, helyzetét a vágattengelyhez viszonyítva, mélyítésének idejét és lyukátmérőit a 10. táblázat, térbeli és a vágathoz viszonyított helyzetét a HGM-kamra tengelyére merőleges, függőleges síkban (a sík iránya É-től 150-330°) a 6. ábra mutatja be.

A Bkx-(1-5) fúrás mélyítése azonos módon történt: 96 mm (HQ) átmérőjű magfúrás 18,50 m-ig, majd két lépcsőben 0,30 m-ig 146 mm-re bővítés. Közben, ha szükséges volt (Bkx-4 és -5), cementezéssel szilárdították meg a lyukat. A Bkx-6 fúrás 20,0 m-ig mélyült (0,15 m-ig 110 mm-re bővítve) a lyukszáj cementezéssel lett megerősítve.

A fúrások közül a Bkx-(1-3)-ban és Bkx-5-ben a Karotázs végzett technikai lyukgeofizikai méréseket. A többi

10. táblázat. A HGM-kamra fúrásainak fontosabb adatai

Fúrás típusa	Fúrás jele	Fúrás kezdő- és végkoordinátái*			Talpmélység m	Magfúrás talpa** m	Átmérő mm	Irány fok	Dőlés fok	Mélyítés ideje év, hónap		
		Y (FOV)	X (FOV)	Z (balti)								
Hidrogeológiai	Bkh-1	616 018,94	95 716,26	24,39	0,00	96/76	29,40	-2,35	2008. 02.			
		616 038,70	95 751,24	22,75	40,21							
	Bkh-2	616 020,86	95 714,38	23,31	0,00					61,70	-29,76	2008. 02.
		616 052,48	95 730,07	4,42	40,05							
CSIRO-cellás	Bkc-1	616 022,40	95 710,32	25,21	0,00	60/37,7	67,60	+3,04	2008. 03.			
		616 034,86	95 715,46	25,93	13,52					13,50		
	Bkc-2	616 022,41	95 710,15	25,21	0,00					74,30	+2,93	2008. 03.
		616 035,39	95 713,80	25,90	13,52							
	Bkc-3	616 020,14	95 713,10	28,49	0,00					58,29	+8,13	2008. 04.
		616 031,51	95 720,12	30,40	13,52							
	Bkc-4	616 020,47	95 712,10	28,30	0,00					54,48	+15,58	2008. 05.
		616 031,05	95 719,66	31,93	13,51							
	Bkc-5	616 019,26	95 715,99	25,28	0,00					50,28	+12,95	2008. 04.
		616 029,63	95 724,61	25,97	13,55							
	Bkc-6	616 019,11	95 716,12	25,26	0,00					42,16	+2,95	2008. 04.
		616 028,96	95 726,91	25,95	13,53							
Sugaras extenzométeres	Bkx-1	616 024,05	95 711,60	25,01	0,00	146/96	149,27	-3,12	2008. 03.			
		616 033,49	95 695,72	24,00	18,50							
	Bkx-2	616 023,54	95 712,27	27,53	0,00					149,10	+146,07	2008. 03.
		616 030,13	95 701,26	40,85	18,50							
	Bkx-3	616 022,49	95 714,04	28,18	0,00					4,08	+89,33	2008. 03.
		616 022,50	95 714,26	46,68	18,50							
	Bkx-4	616 021,39	95 715,97	27,44	0,00					329,47	+43,93	2008. 03.
		616 014,62	95 727,45	40,27	18,50							
	Bkx-5	616 021,08	95 716,44	25,01	0,00					329,56	-3,38	2008. 03.
		616 011,72	95 732,36	23,92	18,50							
	Bkx-6	616 022,51	95 714,09	23,22	0,00					4,05	-89,39	2008. 03.
		616 022,53	95 714,09	3,22	20,00							

* = a kezdő- és végkoordináták egymás alatt, ** = ha kisebb mint a fúrás talpmélysége; A fúrások kezdőkoordinátái: Mecsekérc Geodéziai Osztály adatai; a fúrások végkoordinátái, iránya és dőlése: Bkh-(1-2) – a Geo-Log ferdeségmérési adatai, Bkx-(1-6) – a Karotázs ferdeségmérési adatai, Bkc-(1-6) – a Mecsekérc által a fúrások iránya és hossza alapján számított adatok.

fúrás esetében a lyuktalp koordinátáit a talpmélység és a fúrás kezdő iránya alapján számoltuk ki.

Sugaras EDZ-fúrások

Az EDZ-fúrás csoportból a sugaras EDZ-fúrások két szelvényét alakítottuk ki a Nyugati lejtősakna 417,5. (EDZ-1, Bf-[11-18] fúrás) és a Keleti lejtősakna 717,6. (EDZ-2, Bf-[21-28] fúrás) méterében. A sugaras EDZ-fúrások feladata a vágatok körüli módosult állapotú kőzettestek hidrodinamikai és közzetfizikai jellemzőinek megismerése volt (az EDZ-zóna hidraulikai nyomásváltozásának, az akusztikus, szeizmikus és elektromágneses hullámok terjedési sebességének vizsgálata a vágathajtás előrehaladásával párhuzamosan).

Két EDZ-fúrás szelvényt (EDZ-1 és EDZ-2) alakítottunk ki, szelvényenként 8-8 db, egyenként közelítőleg 10 m talpmélységű, függőleges síkban lemélyített magfúrással (11. táblázat). A fúrólyukak Diamec 250 típusú, hidraulikus meghajtású, magfúró berendezéssel mélyültek. Mindkét fúrási szelvény kialakítása az alapok előkészítése és a löttbeton réteg fellövése után történt.

Az EDZ-1 fúrási szelvényben (3. ábra, 3) a magfúrások első szakasza 0,4–0,7 m között 59 mm-es átmérővel mélyült, mert a lyukak lezárása az ismétlődő mérésekig kútsapkával ellátott acél vezércsövek beragasztásával volt tervezve. Majd a lyukak felbővítése 0,2–0,4 m között — a löttbeton réteg és a kőzet határáig — 112 mm-re történt. Cél volt, hogy a kútsapka ne álljon ki a löttbeton rétegből, megbízhatóan le lehessen zárni a lyukakat, és bármikor könnyen nyitni lehessen azokat.

A fúrások második szakasza 48 mm-es átmérővel, magfúrásként folytatódott 10,12–10,43 m közötti talpmélységig.

Az EDZ-2 fúrási szelvényben (3. ábra, 4) a Bf-(21-28) fúrás 46 mm-es átmérővel mélyült 9,41–10,54 m közötti talpmélységig (a Bf-28 talpi fúrás felső 1,74 m-es szakasza kivételével, amelyet 75,7 mm-es átmérőben fúrtunk, és a korábbi tapasztalatok alapján vezércsővel láttunk el). A Bf-22 fúrás kivételése során megszakítás közben a fúrókorona a koronatalptól elvált, és a megszakítóval, ill. a fúrómaggal együtt 0,25 m hosszban a lyuktalpon maradt, így a fúrólyukat 9,41 m-es talpmélységgel befejeztük.

A kétpakkeres kútvizsgálatok és a lyukgeofizikai mérések elvégzése után a lyukakat mechanikus pakkerekkel és PUR-habos tömítéssel zártuk le mindkét EDZ-szelvényben.

A fúrások mélyítési elrendezését az EDZ-1 szelvény példáján a 7. ábra mutatja be.

Kis EDZ-fúrások

A kis EDZ-fúrások a vágatok 1 m-es környezetének hidraulikai vizsgálatára mélyültek. A mérésekhez átlagos és mérsékelt repedezettségű, valamint agyagos törészónával harántolt vágatszakaszokat választottunk ki.

A lejtősaknában és az alapvágatokban összesen 10 db, 15-20 m hosszúságú vágatszakaszon jelöltünk ki mérési szakaszokat (szelvényeket).

A fúrásokat 1-1 szelvényen belül párokba és hármas csoportokba rendeztük; a csoporton belül a fúrólyukak egymástól kb. 1 m távolságra voltak. A lyukpárok esetében a két lyukszár egymás mellett, a vágat tengelyével párhuzamosan helyezkedett el. A hármas csoportban a lyukszárak L-alakot formáltak: az L egyik szára — a lyukpárokhoz hasonlóan — a vágattengellyel párhuzamos volt, a másik pedig lefelé, a vágattalp felé irányult (pl. Bz-[1021-1023] fúrások, 8. ábra).

A fúrólyukcsoportokat a vágatban négy különböző magassági helyzetben alakítottuk ki: a vágatpalást alsó és felső részén, a főte középvonalaiban, valamint a talpon, középtájon. A palást alsó részén lévő furatok a kitörési talp fölött 0,2–1,4 m-rel, a palást felső részén lévő pedig a talp fölött 2,3–3,5 m magasan mélyültek. A tíz szelvényt Bz-(1-10) jellel jelöltük, a fúrások jelölésénél a paláston és főtében „Bz”, a talpon „Bl” jelölést adtunk. A lyukakban a Golder végzett pakkeres méréseket, a vágatok 1 m-es környezete hidraulikai vizsgálatának eredményeit MOLNÁR et al. (2009) ismertette.

A lejtősaknában harántolt agyagos törészónák vizsgálatára 8 szelvényben mélyítettünk fúrásokat. Itt is hasonló volt az elrendezés, a nyolc szelvényt Ba-(1-8) jellel jelöltük, a fúrások jele „Ba” volt. A vizsgálati módszer megegyezett a Bz jelű szelvényeknél alkalmazottakkal (SIDLÓ et al. 2009).

A 18 db szelvényben összesen 62+35 = 97 db fúrás mélyült. A lyukak a löttbeton alatt 1,15 m-ig mélyültek a kőzetbe. A fúrások 96 mm-es átmérővel, 244,48 m összesített hosszban mélyültek (3. és 5. ábra, 12. táblázat).

Fúrómagok földtani-tektonikai dokumentálása

A fúrómagok földtani-tektonikai dokumentálását és a fúrómagok szkennelését a felszíni kutatásban alkalmazott módon (GYALOG, MAROS 2003) végeztük. A felszíni fúrások egyes szakaszain, és valamennyi felszín alatti fúrásban geotechnikai dokumentálás történt (KOVÁCS 2004).

11. táblázat. Sugaras EDZ-szelvények fúrásainak mélyítési adatai

Szelvény jele	Szelvény helye vágat/m	Fúrás jele	Első fúrás kezdőkoordinátái			Fúrólyukak iránya*	Talpmélység m	Mélyítés ideje év, hónap
			Y (I:ÖV)	X (I:ÖV)	Z (balti)			
EDZ-1	NA/417,5	Bf-(11-18)	616 184,35	96 645,27	125,99	NyÉNy le, vizsz., föl; függ. föl; KDK föl, vizsz., le; függ. le	10,12-10,42	2005. 11.
EDZ 2	KA/717,5	Bf (21 28)	616 236,15	96 339,58	94,70	Ny le, föl; függ. föl; K föl, le; függ. le	9,41 10,54	2006. 08.

NA = Nyugati lejtősakna; KA = Keleti lejtősakna; * = A vágattengelyre merőlegesen; függ. = függőlegesen, vizsz. = vízszintesen.

12. táblázat. A kis EDZ-fúrások mélyítési adatai

Szelvény jele	Szelvény helye vágat/m	Fúrások jele	Első fúrás kezdőkoordinátái			Talpmélység m	Mélyítés ideje év, hónap
			Y (EOV)	X (EOV)	Z (balti)		
Bz-1	NA/142-158	Bz-(111-112), (121-123), (131-132), (141-143); Bl-(11-12)	616 317,17	96 886,15	152,14	1,28-2,00	2008. 03.
Bz-2	NA/525-531	Bz-(211-212), (221-223), (231-232), (241-243); Bl-(21-22)	616 132,55	96 551,28	117,36	1,22-2,00	2008. 03.
Bz-3	4OK/10-22	Bz-(311-313), (321-323), (331-332); Bl-(31-32)	616 227,40	96 170,25	77,95	1,27-2,00	2008. 03.
Bz-4	NA/1391-1408	Bz-(411-413), (421-423), (431-432), (441-442), (451-452); Bl-(41-42)	615 991,69	95 813,85	34,64	1,25-2,00	2008. 03.
Bz-5	NA/1532-1550	Bz-(511-513), (521-523), (531-532), (541-542); Bl-(51-52)	615 974,80	95 686,18	23,39	1,22-2,10	2008. 04.
Bz-6	KAV/32-41	Bz-(611-612), (621-623), (631-633), (641-642); Bl-(61-62)	616 140,72	95 438,64	3,37	1,35-2,15	2009. 01.
Bz-7	NAV/21-38	Bz-(711-712), (721-723), (731-733), (741-742); Bl-(71-72)	616 061,14	95 438,05	3,56	1,29-2,30	2009. 01-02.
Bz-8	NAV/227-237	Bz-(811-813), (821-822), (831-832), (841-842); Bl-(81-82)	616 093,06	95 238,20	6,59	1,30-2,06	2009. 04.
Bz-9	TSZV/20-34	Bz-(911-913), (921-923), (931-933), (941-942), (951-952), (961-962); Bl-(91-94)	616 040,68	95 445,39	5,41	1,35-2,40	2009. 07-08.
Bz-10	TOVD/56-76	Bz-(1011-1012), (1021-1023), (1031-1033), (1041-1042), (1051-1052), (1061-1063); Bl-(101-104)	615 931,60	95 225,48	8,15	1,33-2,33	2010. 02.
Ba-1	NA/302-307	Ba-(11-17)	616 240,14	96 745,84	138,19	1,55-1,99	2008. 04.
Ba-2	NA/551-573	Ba-(21-25)	616 125,33	96 525,91	115,21	1,54-1,72	2008. 04.
Ba-3	KA/499-517	Ba-(31-35)	616 159,12	96 520,90	115,44	1,60-1,85	2008. 04.
Ba-4	NA/732-738	Ba-(41-44)	616 169,44	96 369,40	99,35	1,34-1,48	2008. 04.
Ba-5	NA/1060-1073	Ba-(51-54)	616 163,55	96 095,17	64,99	1,35-1,44	2008. 04.
Ba-6	KA/1256-1268	Ba-(61-64)	616 063,10	95 880,71	42,22	1,30-1,69	2008. 04.
Ba-7	NA/1450	Ba-(71-73)	615 963,46	95 763,23	29,87	1,35-1,54	2008. 04.
Ba-8	KA/1394,5	Ba-(81-83)	615 996,57	95 760,66	28,79	1,42-1,50	2008. 04.

A lyukak iránya valamennyi fúrásban a vágattengelyre merőleges, sugárirányú. NA = Nyugati lejtősakna, KA = Keleti lejtősakna, 4OK = 4. összekötő vágat (keletről), KAV = Keleti alapvágat, NAV = Nyugati alapvágat, TOVD = Törölő-összekötő vágat (délről).

Földtani-tektonikai dokumentálást és szkennelést a felszíni mélyfúrások alaphegységet harántolt részein (Üh-39, Üh-[42-45]), valamint a vízföldtani célú vágatfúrások közül a Bp-1 potenciálfúrásban és a Bm-(3-4) monitoringfúrásban végeztünk. Földtani-tektonikai dokumentálás szkennelés nélkül a BeK-1 előfúrásban, az alapvágatok (Kishurok és a Nagyhurok) valamennyi előfúrásában (BeK-[15-17], BeN-[6-8], BeR-[2-9, 11-12]), a Bm-(1-2) kőzetfeszültség-fúrásban, a Bp-(2-4), Bp-4B, BeR-1, BeR-10 potenciálfúrásban történt. Csak földtani dokumentálás készült a felszíni mélyfúrások fedőledékeket harántoló szakaszain, a piezométer-fúrásokban (P[1-21]) és a Bv-1 vágathatásfúrásban. Ezek többségét a MÁFI végezte, csak a BeR-1 és Bp-4 fúrást dokumentálta a Mecsekérc.

Nem történt részletes földtani dokumentálás a felszín alatti magfúrások közül az előfúrásokban (kivéve a BeK-1-et), a sugaras EDZ-fúrásokban és az extenzométeres fúrásokban, csak a geotechnikai dokumentálás részeként vázlatos földtani rétegsort állított össze a Mecsekérc. A felszíni (talajvízszint-megfigyelő) és felszín alatti (szonda-, talaj-

nedvesség-gyűjtő) teljes szelvényű fúrásokat sem dokumentáltuk.

A felszíni mélyfúrások és a vágatfúrások fúrómagjainak dokumentálása a bábaapáti magraktárban (a Földtani-tektonikai Terepi Laboratóriumban), a részleges magfúrású vagy teljes szelvényű piezométer-fúrásokat a helyszínen (hengeres mag, spirálfúró magja vagy furadék alapján) történt.

A felszíni fúrásokban a fedőösszletben és a gránittest legfelső, erősen murvásodott részén csak földtani dokumentálást végeztünk, tektonikai dokumentálást és mag-szkennelést nem. A vágatfúrásoknak csak egy részén folytattunk le szkennelést. A kemény gránittestben, ha volt szkennelés, a réteghatárok mélységét a magok szkennelése és lyukfal-televíziós mérésekkel való összevetése után számítottuk át.

A földtani dokumentálás során a fúrómagok kőzettani minősítését, ásványos összetételét, szövetét, szerkezetét és elváltozásait vizsgáltuk, az adatokat előre kidolgozott adatszerkezet szerinti adatlapokra, illetve Excel-táblázatba vittük be.

A dokumentálás során az 5 felszíni mélyfúrásban 180,98 m fedőüledéket és 1190,14 m gránitkőzetet (összesen 1371,12 m-t) írtunk le. A piezométer-fúrásokat teljes hosszukban, 237,70 m-en dokumentáltuk. A vágatfúrások teljes hosszában (a néhány kréta alkálivulkanit-telért leszámítva) a Mórógyi Gránit kőzettípusait írtuk le.

A **tektonikai dokumentálás** során a tektonikai jelenségek és a repedéskitöltések teljes körű leírását, mérését és csoportosítását, a fúrómagok töredezettségének vizsgálatát, a fúrómag belsejében fellelhető elemek (pl. vetőkarcok) mérését, valamint a törések tipizálását végeztünk a gránitos magszakasz teljes hosszán (függetlenül annak töredezettségi állapotától).

Önálló tektonikai leírást az 5 felszíni mélyfúrás alaphegységi szakaszán, valamint a felszín alatti fúrások közül a BeK-1 előfúrásban, a Bp-1 potenciálfúrásban és a Bm-(1-4) kőzefeszültség- és monitoringfúrásban végeztük el. Az alapvágatok fúrásaiban a tektonikai dokumentálás a földtani dokumentáció részét képezte.

A terepi laboratóriumban közvetlenül a CoreDump-szoftver adatbázisába vittük be az adatokat. Ezek egyfelől a szkennelt képeken értelmezett síkszerű objektumok adattartalmát egészítették ki (mint pl. a vetőkarcok konkrét adatai, a palásság intenzitása, a kitöltések felületi jellemzői és vastagsága, a bevonat jellegű kitöltések anyaga, a fúróiszapos törések), másfelől a nem szkennelhető szakaszok szerkezetföldtani leírását szolgálták. Ez utóbbiak nem orientált adatok. A két adatsort együtt vizsgálható és lekérdezhető.

A leírás kiépítésenként történt, és minden síkszerű elemet (törés, kőzethatár, lineáció, palásság, kitöltés, törésgeometria, síkszerűen elhelyezkedő földpátok, milonit, kataklázit, földpátok vörösödése, magkorong repedése stb.) magába foglalt, amelyeket a korábbi dokumentálásokhoz (pl. MAROS et al. 2003e: 3.1. fejezet) hasonlóan objektumnak nevezünk. Az objektumokat átfogóbb csoportokba is besoroltuk, amely csoportok a leírás finomítását szolgálták.

A felszíni és a felszín alatti fúrásokról fúrásonként, illetve fúráscsoportonként önálló földtani vagy földtani-tektonikai jelentés készült, azonos szerkezetben (hivatkozások in BALLA et al. 2008). Ezekben a fúrás részletes földtani leírása mellett mellékeljük a rétegenkénti földtani leírást, a fúrómagok fényképeit a magládákról készült fényképsorozatként, a fúrás részletes rajzos földtani réteg-

sorát 1:100 méretarányban, végezetül összefoglalást adtunk az anyagvizsgálatokról, az elkészült anyagvizsgálati eredményeket táblázatokban összesítettük. Az egyszerűsített földtani dokumentálású piezométer-fúrásokat is egy jelentésben foglaltuk össze. Az NRHT I. ütem (Kishurok) indulásától a korábbi gyakorlattól eltérően egységes értékelő jelentéseket készítettünk. Ezek fő fejezetei tartalmazzák a fúrásműszaki dokumentációt, a vízföldtani vizsgálatokat, a földtani-tektonikai, a geotechnikai és a geofizikai értékelés eredményeit (a fúrásjelentések hivatkozásait lásd a Bevezetésben).

A **magszkennelés** során (melyet az ImaGeo magszkennerrel — MAROS, PÁSZTOR 2001, MAROS 2004 — végeztünk) a fúrómagok felületi képéből kapunk információt a tektonikai és kőzettani kiértékelés számára. E célból az összeilleszthető magdarabokat összeraktuk, felületüket nagy felbontással optikailag digitalizáltuk. Az elérhető optikai információkat földtani alapadattá konvertáltuk a fúrómagok felületi képének digitális rögzítésével és feldolgozásával, továbbá a lyukfal-televíziós felvétel alapján eredeti helyzetébe visszaforgatott objektumok térbeli eloszlását értékeltük. A szkennelt magok hossza a felszíni mélyfúrásokban (Üh-39, -[42-45]) 1068,62 m (1162,79 m magból 91%), a felszín alatti fúrásokban (Bm-[3-4], Bkh-[1-2]) 226,03 m (242,88 m magból 93%).

A **fúrómagok anyagvizsgálata** során elsősorban kőzettani és repedéskitöltés-vékonycsiszolatok, röntgen- és termikus vizsgálatok, kémiai elemzések és mikroszkopvizsgálatok készültek.

Összefoglalás

A felszín alatti kutatás fúrásai közül a felszíni és a vízföldtani célú felszín alatti fúrások a bonyolult áramlási viszonyokkal rendelkező gránittest kőzettani, tektonikai és vízföldtani viszonyainak megismeréséhez járultak hozzá. A vágat-előfúrások a vágathajtás közvetlen tervezését segítették, egyúttal kevésbé zavart körülmények között tárták fel a vízadó törészónákat is. A különböző típusú kőzetmechanikai fúrások és fúrásszelvények a vágatok környezete geotechnikai viszonyainak megismeréséhez járultak hozzá.

The Effect of Fracturing on Well-logging Measurements

LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS

Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary (ELGI), H-1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23.,
Geo-Log Ltd., H-1145 Budapest, Szugló utca 54



Keywords: acoustic wave propagation, acoustic velocity, bound water, conductivity, fracture, fracture aperture, fracture density, fractured rock

Abstract

The most important feature of crystalline, seismically hard rocks is fracturing, which directly affects both the hydrogeological and geomechanical properties of a rock. The accumulated knowledge on fractured rocks with secondary porosity is much less than what is known about the porosity and permeability of sedimentary rocks with primary porosity. This particular topic was the primary focus of the geological exploration (1996-2009) of the Üveghuta Site (SW Hungary, near Bataapáti) for low- and intermediate-level radioactive waste disposal (at the National Depository for Radioactive Waste). More precisely, attention was centred on the Mórággy Granite, which is also a fractured rock with secondary porosity. A better understanding of the fracture system and more effective characterisation of the rock was essential and of significant importance for environmental protection. Before the Bataapáti exploration, in previous structural geological drilling activity, the geophysical parameters were outweighed by core analyses. For more than a decade, many well-logging measurements and core analyses had been done in this area. However, it was also an excellent opportunity to make progress in the research of fractured rocks in general; this is, because, in the hydrocarbon exploration such kind of rocks occurs only as a basement rock at great depths, and only the weathering zone (which is a possible reservoir), is important for the research. It has to be noted that recent investigation of fractured reservoirs in hydrocarbon exploration has been growing in importance. Fractured reservoirs can be modelled on the basis of observations made in the weathered zone of crystalline rocks close to the ground surface. In this study, the influence of properties of fractured rock on the physical parameters – mainly specific electrical resistivity and sonic wave propagation – and the connection between the two data systems are discussed. The main features of the fracture systems and geomechanical properties were obtained from borehole televiewer (BHTV) measurements, full acoustic waveform and core logs.



Introduction

During the geological research for low- and intermediate-level radioactive waste disposal, carried out in the Bataapáti Area within the framework of the National Project launched in 1992, a large number of well-loggings, geophysical measurements and rock-sample studies provided a unique opportunity to develop a methodology for the interpretation of crystalline basement rocks.

On behalf of the Public Agency for Radioactive Waste Management (Puram = RHK), 64 wells were drilled between 1996 and 2006; their overall length was about 8000 m, and 20 were deeper than 250 m and intersected by at least two hundred metres of granite. The particular significance

of this phenomenon lies in the fact that a large part of the drilled intervals intersected the fresh rock unaffected by weathering. In other words, this means that not only various degrees of weathering were studied, as was the case with the crystalline basement penetrated by the oil-exploring boreholes. More diverse geophysical measurements were carried out in the boreholes than in the wells intersecting the unweathered basement rocks; these measurements examined the basic structure of the basement. The comparison of the fracture density originated from: (a) an acoustic borehole televiewer and (b) the results of traditional measurements acquired during the research of the radioactive waste disposal site. This study provided an opportunity to revise such relationships, which until that

time had only drawn conclusions using a theoretical approach or data from the literature. There is significantly less knowledge on rocks with secondary porosity than on sedimentary rocks with primary porosity. And this is especially with respect to knowledge on the structure of the pore-space of the fractured rocks, the measurable physical parameters, and their impact on the relations between the mechanical and hydrogeological properties. The relation between primary intergranular porosity and permeability is well modelled, and this relationship can be extrapolated to a relatively large volume. In contrast to the case of fractured rocks, this is much vaguer and the opportunity for extrapolation is not as evident as in the case of stratified media. The fractured rocks are generally characterised by a high degree of inhomogeneity. Therefore they cannot be described only by the identification of fissures. However, the latter is possible in the case of the primary porosity of sedimentary rocks which can be identified with the porosity and other physical parameters at a given section of the borehole. The well-logging data could generally be extrapolated for a relatively long distance in the sedimentary rocks. Often half-metre-thick layers could be correlated to distances of more than a kilometre, but even in the highly inhomogeneous fluvial and lacustrine sediments the physical parameters can be extrapolated to a few tens of metres. However, with fractured rocks there is no guarantee that extrapolation is possible, even to within a few metres away from the borehole. Resolving this contradiction is the most important task in case of the interpretation of fractured rocks. However, if one wants to correctly interpret each observed depth trend on measurement curves according to hydrogeological and rock mechanical points of view, it is first necessary to understand the local rock model. This requires a common interpretation using a number of methods. Therefore, in this study, unlike the general practice, the importance of the relationship between the methods and the conclusions drawn by these methods on the fracture system are in focus. In other words, it means carrying out an investigation into the impact of the fracturing itself on certain physical parameters. This study is mainly empirical because it is based on well-logging and rock sample data, but it also pays attention to theoretical considerations.

Elements of Statistical Models for Fractured Rocks

The pure, geometrical-statistical models for fractures can be characterised by the distribution of fracture density and fracture aperture, fracture azimuth and tilt, and fracture length. The fracture density is defined as the total number of fissures per unit length (usually 1 m).

Because of the finite resolution assets, the real number of fissures cannot be accurately determined; therefore it is only possible to speak about the apparent (virtual) number of fissures.

The fracture density, which is a kind of rock fragmentation, is considered to be qualitative information of a geomechanic character. In principle, multiple categories of fracture density may be defined with the classification of fissures. According to the behaviour of rocks in terms of geomechanics, the alignment of fissures is an important parameter.

There are several methods for arriving at the fracture density distribution, or its equivalent quantity; these include acoustic borehole televiewer measurements, corescanner images, or the use of the fragmentation data from the drill-core logs.

From among the well-logging methods, the borehole televiewer (BHTV¹) images are available for the study of the directional distribution of fissures. At the Geological Institute of Hungary (MÁFI), the core-surface image of its ImaGeo Corescanner device² (MAROS, PALOTÁS 2000) gives a similar data system. The orientation of ImaGeo was set, based on a BHTV image, and thus it does not provide an independent directional distribution data system. (In a different sense they can be regarded as an independent data system because, in the core scanner evaluation, the closed and filled fissures are in the focus. The BHTV fracture distribution contains only such fissures; these are different in terms of their mechanical properties from their environment, and do not belong to the fissures below 1 mm.) The direction and inclination-distribution of fissures are both apparent distributions. At the same time, the spatial fracture density apparently seems to be the largest (perpendicular to the borehole). Perhaps this is partly rectified by the TERZAGHI (1965) correction, which, of course, only works well with a larger number of fissures.

Originally the Terzaghi correction was represented by the following expression:

$$S = \frac{1/\cos\alpha_i}{\sum_{i=1}^n 1/\cos\alpha_i}$$

and the sum of statistical weight is: $\sum S = 1$ where α_i is the plunge of the i -th fissure and n is the number of detected fissures. Because the number of fissures is finite and the number of very steep fissures extremely small, this correction may give a too large corrected statistical weight even to a single fissure, while there is no information on the real frequency. Therefore in practice a modified Terzaghi correction is applied, where the correction factor is maximized. The modified core function is: $1/(\cos\alpha + f(\alpha))$, which is equal to $1/\cos\alpha$ at an inclination smaller than 75° ; above 75° the maximum is 7.

No direct measurement data for the fracture aperture and its distribution are available, since even with the tools applied to detect fissures, only qualitative information can be obtained. This is limited by the resolution of the BHTV tool. Despite this fact, on the BHTV images, thin and thick fissures can be distinguished, although the images do not

¹ Acoustic Borehole Televiewer is a special tool for making images on borehole wall using acoustic beam for scanning.

² ImaGeo Corescanner is an automatic device for making photos of the outer surface of core samples.

show the actual thickness of the fissures. The 1 MHz transmitter frequency of the instrument allows a resolution of up to about 1 mm. Owing to the 4 mm pitch between two depth points, the 1 mm resolution is only valid for linear shapes. Nevertheless, much thinner fissures can be detected in a large part of the amplitude image. Usually the fracture is surrounded by a narrow failure zone (in connection with the formation of the fissure) from which the reflection is weaker. This zone is the actual disturbed zone, and in the case of many thin fissures it is much wider than the resolution limit of the BHTV image. On the traveltimes images, fissures smaller than the size of the resolution limit do not appear, even if they are open. But even in this case it is generally expected that the wider fissures appear to be wider on the BHTV amplitude image, because of the wider failure zone around them. Therefore, in this sense, it is information which has hardly been investigated at all on the core, while that based on the BHTV image allows the relative ranking to be established. Especially in the case of larger fissures, the core-sample study does not provide information on the fracture aperture. After all, if the fissures are open, parts of the core are separated, and therefore in most cases it is impossible to determine the fracture aperture.

The conductivity–porosity relationship, and the conductivity–acoustic Δt relationship might be considered as indirect qualitative information on the fracture aperture.

Unlike the opening width on the length of fissures, the implicit information cannot even be obtained; consequently, it has to be assumed that it is directly proportional with the fracture aperture. Other measurements can be extended with similar logic to the space around the boreholes. It is likely that the vertical size of the indication is proportional to its horizontal size. This assumption, although very qualitative in nature, cannot be replaced by any other approach without *a priori* knowledge about an essentially unstratified media. This simply follows from the trivial fact that the information from the borehole represents lineside sampling. The relative width of fissures might be concluded from the relationships between physical parameters. Such parameters are the electrical resistivity and acoustic parameters.

The Specific Electric Resistivity of Fractured Rocks

The first part of this section is a qualitative description of the specific electric resistivity of fractured rocks, followed by the description of the quantitative model of specific electric conductivity in fractured rocks.

Qualitative Description of the Specific Electric Resistivity of Fractured Rocks

The electrical resistivity of the fractured rocks detects fracturing and clayey alteration. The only exceptions are rocks containing conductive and semi-conductive ore

minerals, as the rock minerals are generally insulators. This means that their electrical resistivity is greater than 10^6 ohmm, or even higher, in the range 10^9 – 10^{11} ohmm (EGERER, KERTÉSZ 1993). In contrast, specific electric resistivity of even the fresh unaltered crystalline rocks is often much lower than the above value—i.e. a few thousand ohmm. Usually, the resistivity of the rocks, even with the largest specific resistivity, is less than a few hundred thousand ohmm. The explanation can be found in the conductivity-increasing effect of microfissures.

The microfissures are usually filled with bound water. Therefore, from an electrical point of view, an unaltered (fresh) matrix can be considered as an insulator—i.e. it may be treated as an infinite resistivity medium. Thus the electrical conductivity, if the alteration accompanied by the formation of clay minerals is disregarded, is essentially controlled by the magnitude of the porosity, the spatial distribution of the pores, and the conductivity of the pore-filling fluid.

The resultant electrical resistivity of the pore-filling fluid, beside the constant conductivity of movable fluid, is a function of the average fissure size because the internal surfaces of rocks are covered by an adsorption water layer with a much higher (one or two orders of magnitude) ion concentration than that of movable water. As a result, the resultant specific electrical conductivity of rocks is controlled by the Adsorption Double Layer (Dual Water Model, CLAVIER et al. 1977).

The Dual Water Model was originally elaborated for the evaluation of shaley sandstones but it also gives a proper explanation for fissured rocks.

Formation of the Adsorption Double Layer is a consequence of the unsaturated valencies and is also due to the polar properties of water molecules. This is especially characteristic for the clay minerals (albeit to a lesser extent) everywhere. Surface charges of lattice defect origin can always be found on the surface of the rocks. The clay minerals always have a negative charge due to Si-Al substitutions in the crystalline lattice, so a large amount of cations are bound to their outer surface. The negative charges and the nearest cations directly attached to the surface, form the Helmholtz's double layer. However, this is only a rough approximation because the cations are surrounded by a solvate layer made of polarised water molecules. The layer made up of cations surrounded by water molecules is the Stern Layer of the Dual Water Model (CLAVIER et al. 1977). The cation surrounded by an ion atmosphere occupies a much larger space than it would if it was without this. Therefore, a single layer of cations on the surface cannot compensate charges of the crystal lattice, the layer being negative in the case of clay minerals. The Gouy–Chapman Layer, which is suggested by the Dual Water Model to be the actual adsorption layer, is connected to the outside in order to ensure the electric balance. The Stern Layer and Gouy–Chapman Layer are, considered together, referred to as the Adsorption Double Layer.

The thickness of the Adsorption Double Layer is controlled—even if free fluid is present—by the surface charge density, the ion concentration rate of the movable fluid, and the temperature-dependent ion mobility. Therefore, the thickness of the Adsorption Double Layer, if all other physical parameters are specified, may be considered constant. The bulk volume of the adsorption layer around the tiny clay scales, with an assumed 0.1 micron thickness, corresponds to 10-15% porosity. The subcapillary water between each clay mineral cluster does not really count in association with the solid material, because its volume also depends on the texture of the material and compaction; thus in the lithological calculations it should be counted in association with the porosity.

Another factor controlling the electrical resistivity is the the path of electrical conduction, which is controlled by tortuosity. In the case of constant porosity, if a fissure size is much larger than the bound water layer thickness, then the specific surface is proportional to the number of fissures, and the greater the specific surface area the greater the conductivity. If the bound water layer thickness falls in the same order of magnitude as the fracture aperture of the fissures (micro-fissures), then the effect of tortuosity changes becomes the dominating factor (Figure 1).

The subsequent non-conductive mineralisations (i.e. calcite, quartz) change the fissure, which initially is a single

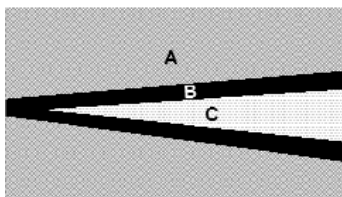


Figure 1. The effect of fracture aperture on the quantity of bound water

A = rock matrix, B = bound water, C = movable water

1. ábra. A repedésvastagság hatása a kötött víz mennyiségére

A = kőzet, B = kötött víz, C = szabad víz

conductive plane, into a tortuous pore channel system. Due to the micro-roughness on the surface (comparable in size with those of the small fissure aperture range) the reduction in thickness width should result in a substantially similar outcome as in the case of mineralisation—namely, strongly increasing tortuosity.

In the rocks containing mostly micro-fissures only, the electrical resistivity strongly increases with the small reduction of the average width of fissures. In the crystalline rocks that are under the influence of a confining pressure which increases with depth, the fracture aperture of the micro-fissures may be reduced and therefore tortuosity increases and the specific electrical resistivity also increases.

Quantitative Model of the Specific Electric Conductivity of Fractured Rocks

In the fractured rocks the same physical phenomena should be expected as in the case of rocks with intergranular porosity. Therefore the Dual Water Model should also apply to the latter. The change of conductivity is inversely proportional to the distance away from the fissure wall (Figure 2).

In Figure 2, a the conductivity is changing continuously (thick line) with the distance from the wall of pores or

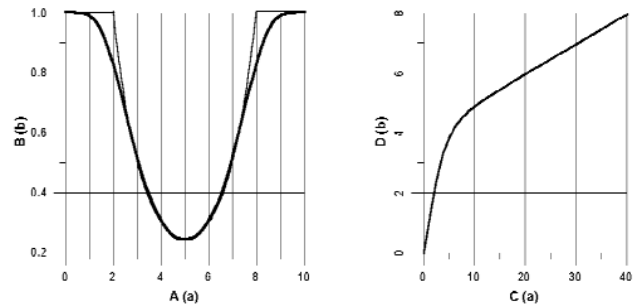


Figure 2. Conductivity vs porosity with constant fracture density
A(a) = distance from the pore wall (relative unit), B(b) = qualitative conductivity (relative unit), C(a) = fracture aperture (relative unit), D(b) = effective conductivity for one fissure (relative units); 1 relative unit on X axis = 0.005-0.1 μm (the thickness of the adsorption layer is under 0.01 μm)

2. ábra. A vezetőképesség változása állandó repedésűrűség és változó porozitás mellett

A(a) = távolság a pórufaltól feltételes egységben, B(b) = vezetőképesség kvalitatív értéke feltételes egységben, C(a) = repedés-nyílásszélesség feltételes egységben, D(b) = eredő vezetőképesség egy repedésre feltételes egységben; 1 feltételes egység az X tengelyen = 0,005-0,1 μm (a szorosan vett adszorpciós réteg 0,01 μm alatti vastagságú)

fissures; in an approximate model the conductivity is constant within the adsorption layer (thin line). Figure 2, b shows the conductivity change of a fissure versus the fissure aperture.

In calculations³ using the Dual Water Model, constant conductivity can be assumed for the irreducible bound water near the pore wall (at constant temperature and constant ionic concentration). The excess ion concentration starts to decrease exponentially only outside this zone. Conductivity change (Figure 2, a) within a fissure marked with the thin curve can be described by the following formula:

$$\sigma = \sigma_2 \text{ if } x < x_a \text{ and } x > D - x_a$$

$$\sigma = (\sigma_2 - \sigma_1) \cdot a \cdot \exp(-(x - x_a)/b) + a \cdot \exp(-(D - x_a)/b)$$

$$\text{if } x_a < x < D - x_a$$

This assumption is equivalent to the statement that, in case of small fissure thickness, the dimensions of irreducible bound water are comparable with the fissure aperture and as a result the former may be substituted with an average value.

During the calculation the movable water conductivity can also be treated as a constant value.

Conductivity of a single fissure, if modelled as a thin lamina and also taking into account the Adsorption Double

³ At constant temperature and constant ionic concentration.

Layer, can be described as the function of fissure thickness using the integral below Figure 2, a: 1_keplet

$$\sigma_e = 2 \int a \cdot \exp(-(f_a - f_d)/b) + \sigma_0$$

and it can be seen in Figure 2, b. According to the modelling curve, for thin fissures the thickness dependence of conductivity is much stronger than for the thicker ones. This means that, even without the assumption of the tortuosity effect, the thickness dependence of conductivity can be decomposed to two distinct phases.

In the first section of the curve thin fissures are commensurate with the thickness of the Adsorption Double Layer—where hypothetical conductivity is one to two orders of magnitude larger than that of movable water—while in the second section, the Adsorption Double Layer effect is negligible. The depicted function increases monotonically because it comes from one single fracture and, therefore, fissure aperture increases with the porosity as well. As is consistent with practical observations, in the mechanically altered rocks containing ruptures (mainly with wide openings) the model predicts only modest differences in the conductivity versus fracture aperture. In other words, this means that the electric drive between rocks containing a lot of open fissures is of little difference. The fissures represent a suitable medium for continuous shearwave propagation from the seismic point of view, and are also associated with internal residual debris covering a similar specific surface area. (The characteristic acoustic wave propagation velocity in the latter is much smaller than in fresh unaltered rocks.)

The conductivity under constant porosity is shown by the following: 2_keplet

$$\sigma = \Phi \left[\left(\frac{f_a - 2d_a}{f_a} \right) \sigma_1 + \left(1 - \left(\frac{f_a - 2d_a}{f_a} \right) \right) \sigma_2 \right] / f(t)$$

where

- f_a = thickness of the fissures,
- d_a = the thickness of the adsorption layer⁴,
- σ_1 = free fluid conductivity,
- σ_2 = bound fluid conductivity,
- $f(t)$ = quantity which is proportional to the tortuosity.

As a first approximation, $f(t)$ is considered to be proportional to the following term $f(t) = f_a / (f_a - 2d_a)$ —i.e. the fissure-opening angle increases with a decrease in the tortuosity. In cases where the fissures are smaller than the thickness of the adsorption layer, it can be stated that the smaller the fissure-opening angle, the larger the tortuosity. At the same time a higher electrical resistivity can also be expected (Figure 3). In Figure 3 conductivity is illustrated as a function of the fracture aperture (f_a); while $f(t)$, σ_1 , σ_2 , d_a are constant, the the curves differ in their porosity.

⁴ This represents a layer of ion-rich bound water on the surface with good electrical conductivity. A more detailed explanation is given in another part of this study (see “Qualitative Description of the Specific Electric Resistivity of Fractured Rocks”).

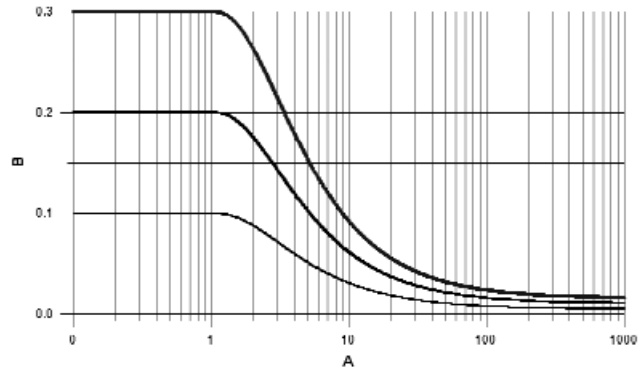


Figure 3. Conductivity as a function of the average pore diameter (fracture aperture) under constant porosity

The curves differ from each other in their porosity. A = fracture aperture in relative units, 1 relative unit is the thickness of the adsorption layer. B = pore volume

3. ábra. Vezetőképesség az átlagos pórúsátmérő (repedésvastagság) függvényében konstans porozitás mellett

A görbék a hozzájuk tartozó porozításban különböznek. A = repedésnyílászélesség feltételes egységekben, a feltételes egység az adszorpciós kötött vízréteg vastagsága; B = pórus (hézag)-térfogat

It can be seen from the above that a certain pore diameter under a fixed porosity conductivity takes a constant value, which is defined by the conductivity of free water.

Sonic Properties of Fractured Rocks

From an acoustic point of view, the fractured rocks are hard formations, which means that the velocity of transversal waves in the rock exceeds the longitudinal wave velocity in the drilling liquid.

As a first approach it can be presumed that the typical acoustic wave propagation time of the rock matrixes is constant, which means that the wave-propagation time depends more on the mechanical properties of the rock and less on their chemical composition.

(Naturally, this assumption is not true in the high-velocity range, because the petrological characteristics related to the differences in the variability of consistency are registered. In other words, in this case this means that the acoustic parameters give similar results to the natural gamma activity measurements—i.e. information about the material of the rocks).

However, it has to be taken into account that the parameters of fresh rocks are approximately in the 50 μs/m range, which is about a 10% change in the porosity.

In practice, the whole range of the change at a borehole resulting from the material of the rocks, even in metamorphic rocks is, at a maximum, one-third of the above value.

The absolute error of the time measurement can be considered as constant because it comes from cycle skipping; therefore the error of velocity is proportional to the velocity itself. The length of one half period is 25 μs at the frequency of 20 kHz. This means an error of ±300 m/s at 5 000 m/s velocity for a 2 m sonde length. This

means that the differences between various rock matrix velocities are approximately equal to the expected error of measurement, and are therefore negligible with respect to geomechanic properties.

The velocity relationship of acoustic wave varieties to each other—e.g., the longitudinal, transversal and the Stoneley waves—largely depends on the resistance of the matrix of the rocks against shearing forces.

In principle, if the individual fissure sizes are constant, the increase in the number of closed micro-fractures would linearly increase the wave propagation. However, this does not match the observations. The micro-fractures affecting the wave propagation have to be in some kind of relationship with each other⁵. The unconnected, discrete micro-fractures may have no effect on the shortest path length, because they could completely fall out of the minimum time/energy propagation path. Although, they do not reduce propagation time, they are able to absorb part of the energy of the propagating wave. The acoustic wave-propagation time could significantly be increased by clayness. This is a complex phenomenon; it consists of the direct matrix effect and the effect of the varying volume of bound water. The question is whether the clay mineralisation itself or the geometric effect associated with bound water is more significant. This was investigated on the basis of neutron porosity – Δt crossplot (Figure 4).

The neutron porosity – Δt crossplot was plotted using averaged data for every 1 m interval, using the measurement data from six boreholes drilled through granite. This crossplot verifies that, with respect to the acoustic wave propagation, clay mineralisation (which has a small effect on the Δt characteristic of the rock matrix—e.g. hydrothermal chloritisation⁶) has to be distinguished from the clayey alteration which increases the acoustic Δt . The clayey alteration is probably formed at low temperatures and contains substantial amounts of reversibly removed bound water. Most of this water does not belong to adsorption water but to subcapillary water; this may be considered as a part of the total porosity.

During the modelling of the acoustic wave propagation, the velocity in the potential porosity range in fresh rocks with high velocities is free of surface effects. Thus the Raymer–Hunt equation gives a nearly similar result to the Wyllie equation⁷. Therefore, in this case and considering the connection between the electric characteristics and the acoustic wave propagation peculiarities, it does not matter, which equation is considered. With fractured rocks the Raymer–Hunt equation gives a somewhat lower propagation time:

$$V(m/s) = (1 - \Phi)^2 V_m + \Phi V_f$$

⁵ The interconnection was made in a way that it affected the length of the wave propagation path.

⁶ The chlorite itself is a sheet silicate but it is considered to be a significant part of the clay; therefore in the technical literature of well-logging it is classified to be a clay mineral (SERRA 1984)

⁷ $\Delta t = \Phi \Delta t_f + (1 - \Phi) \Delta t_m$, where Δt_f and $\Delta t_m \sim$ fluid and the rock matrix acoustic propagation time characteristic to the fluid and rock matrix, respectively.

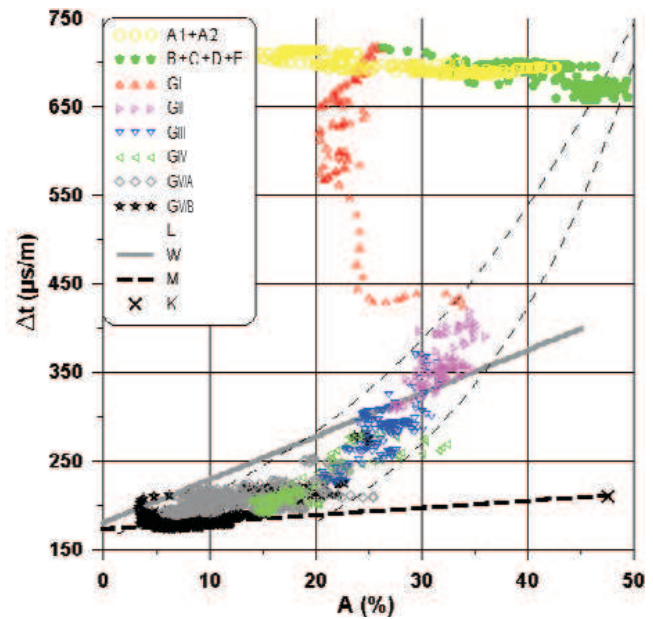


Figure 4. Neutron porosity – Δt crossplot

A = neutron porosity or limestone equivalent porosity, Δt = characteristic acoustic travel time; GI to GIV = parts of the weathering zone of granite—the highest number is the least weathered, GV = granite unaffected from surface effects (A = upper part, B = lower part). The A, B, C, D and E cycles are the units of the formations covering the granite (Udvari Loess and Tengelic Red Clay) determined by the geophysical sections, L = range of scattering, W = Wyllie equation, M = rock matrix line, K = chlorite point

4. ábra. Neutronporozitás– Δt -keresztidődiagram

A = neutronporozitás vagy mészkőekvivalens porozitás, Δt = fajlagos akusztikus hullámterjedési idő; GI–IV = a gránit mállási zónájának részei, a legmagasabb sorszámú a legkevésbé bontott, GV = a felszíni hatásoktól érintetlen gránit (A = felső rész, B = alsó rész). Az A, B, C, D és E ciklusok a gránitot fedő összlet (Udvari Löss és Tengelici Vörösgyag) geofizikai szelvények alapján megállapított egységei. L = szórási tartomány, W = Wyllie-formula, M = kőzetmátrixvonal, K = kloritpont

To give an example: if it assumed that the micro fissures—initially representing a porosity of 0.1% with an average thickness of 10 mm due to the loosening—experienced a 50-fold dilation, then 5% porosity is obtained with 0.5 mm-thick fissures. Then, according to the mean time equation, acoustic velocity can be expected to decrease by 700–800 m/s, which is about 1/8-th of the presumed 5,500 m/s velocity. Concluding from the measured Δt wave propagation time, the increase in the wave propagation path length can be stronger than linear with respect to increasing fracture porosity. In order to achieve a much higher degree of deceleration than that which can be measured in loose fractured rocks, alteration of the rock material (which means mainly clay mineralisation) is needed. Nevertheless, with fissures having a greater thickness, a significant acoustic velocity reduction factor is the geometric effect due to the two-dimensional nature of the fissures; thus in this case the Raymer–Hunt equation should be used. It can be seen that the velocity magnitude in the weathered zone primarily depends on the average path length in the rock matrix, and there is a linear relationship between porosity and the V_p only in the case of small porosities.

In the range of small Δt (high velocity) of the neutron porosity – Δt crossplot, the straight line drawn at the lower limit of the range of cluster of points (boundary line) could be regarded as a kind of matrix line which, in a definite case, is described by the following equation (Figure 4):

$$\Delta t \text{ (microseconds)} = 172.5 \text{ (ms)} + 0.8 \times \Phi_N \text{ (\%)}$$

Or in another form for the compressional velocity:

$$V_p \text{ (m/s)} = \frac{1000000}{1000000 / 5800 \text{ m/s} + 0.8 \Phi_N \text{ (\%)}}$$

This boundary line contains the points where acoustic Δt is minimal at a given neutron-porosity value. This physically means that, in the case of the points of the boundary line, the increase in Δt is solely related to the growth of the neutron porosity of the rock matrix, and in principle has nothing to do with the true porosity.

It follows that, within the granite, where the maximum rate of chloritisation according to $\Phi_N - \Delta t$ crossplot is no more than 30%, the maximum value of Δt is only 184 microseconds/m—i.e. 5,440 m/s. The maximum fluctuation of acoustic velocity caused by the changes of the rock matrix composition is only 360 m/s. Therefore, the variation is $\pm 3.2\%$, which is around 5,620 m/s as a mean value. Consequently, if $\Delta t = 178$ microseconds/m (to 5,600 m/s or equivalent) is assumed for the matrix, the calculated error of $\pm 1.14\%$ porosity should arise, which is only significant in the case of small porosities.

Thus it is apparent that the velocity is nearly in closer contact with the porosity in the case of the crystalline rocks with little porosity, than is indicated by other porosity-sensitive methods.

It has to be noted that this is only an apparent feature, because the sampling rate of $4\mu\text{s}$ is comparable with the error of $\pm 5.6\mu\text{s}$ (which occurs when not taking into consideration the chloritisation effect).

In this case, however, porosity filled with bound water associated with low-temperature clay mineralisation may be calculated as part of the total porosity. This is because it has a significant impact on all three porosity-tracking methods. The apparent neutron porosity of hydrothermal alterations is really only apparent, and should not be counted in the total porosity, as it has a significant impact only on the neutron porosity.

For a different type of crystalline rock, also with a two-component matrix, the crossplot would be similar, but the equation would be different. The Δt of the “chlorite” component could be obtained by substituting the theoretical neutron porosity (47.5%) of the chlorite into the equation of the boundary line⁸. This corresponds to 210.5 microseconds/m, (4 750 m/s), which is essentially the same velocity value (V_p) as in the Boda Siltstone Formation.

⁸ In the Western Atlas tutorial, the HI of chlorite is 0.32 while that of kaolinite is 0.37. However, from a stoichiometric constitution it follows that HI is 0.36 for chlorite and kaolinite, respectively. The neutron porosity of kaolinite is 47% and there is no evidence for the significant non-equality of the two minerals. Because of the iron content, the neutron porosity of chlorite is expected to be a little bit larger (Western Atlas 1985).

The Boda Siltstone Formation in the Western part of the Mecsek Mountains is a highly consolidated argillitic formation of Permian age with a relatively high albite content.

The formation very similar in terms of geomechanics to the granite. The relation between neutron porosity and acoustic Δt in consolidated argillitic rock is similar to that in plutonic magmatic rocks (Figure 7). It can be concluded that the presence of clay significantly affects the acoustic propagation velocity only if it contains subcapillary and capillary water; the latter can be removed by drying.

So far the conclusion is that, while the theoretical neutron porosity is a fixed value which is related to the stoichiometric formula, for Δt there is no such relationship. The material quality is only present if the rock is free of fissuring and the rock matrix effect is dominant on Δt . The general equation for the evaluation curves, which is henceforward called the amended Raymer equation, is the following:

$$A) \Delta t \text{ (ms/m)} = 1 / (V_m (100 - (\Phi + \Phi_m)) / (100 - \Phi_m))^{2.75} + V_r ((\Phi - \Phi_m) / (100 - \Phi_m))^{2.75}$$

where Φ_m = the matrix neutron porosity.

The “ $\Phi_m = 0\%$ ” equation expresses the relationship between total porosity (Φ_t) and Δt .

Because porosity expressed as a function of Δt is a bivalent function, instead of A) the exponential approximation of it should be used:

$$\Delta t = 172 (\mu\text{s/m}) e^{0.03378 \Phi_t}$$

$r^2 = 0.998$ is the regression coefficient.

A rearrangement of this is: $\Phi_t \text{ (\%)} = 29.6 (\mu\text{s/m}) \times \ln(\Delta t) (\mu\text{s/m}) - 152.35$ (Figure 5).

Note that this equation gives the correct result for water-saturated loess (in Figures 4, 5 and 6 part of the cluster of points with the largest Δt with maximum porosity) and Pleistocene sands.

The author reached this conclusion by comparing the porosity tracking methods derived from other areas, but explanation of that conclusion does not fit into the framework of this article.

Thus this equation it can be regarded as more general than follows from the scheduled task. The likely reason is that, whether it comes from fracturing or from Pannonian sediments, in each case it has to do with the cementation of the matrix; the latter may be associated with the acoustic wave propagation time. The common feature is the average path length through the rock matrix, which gets longer with the stronger cementation of the rock. The cementation of loose sedimentary rocks is inversely proportional to the porosity. It can be suggested in the case of fractured rocks that the average path length in the rock matrix is inversely proportional to the power of fracture density greater than one. The fracture density and total porosity (Φ_t) at low porosities are directly proportional to each other, but a greater fracture density does not necessarily mean greater porosity. This is shown empirically in the present study, in

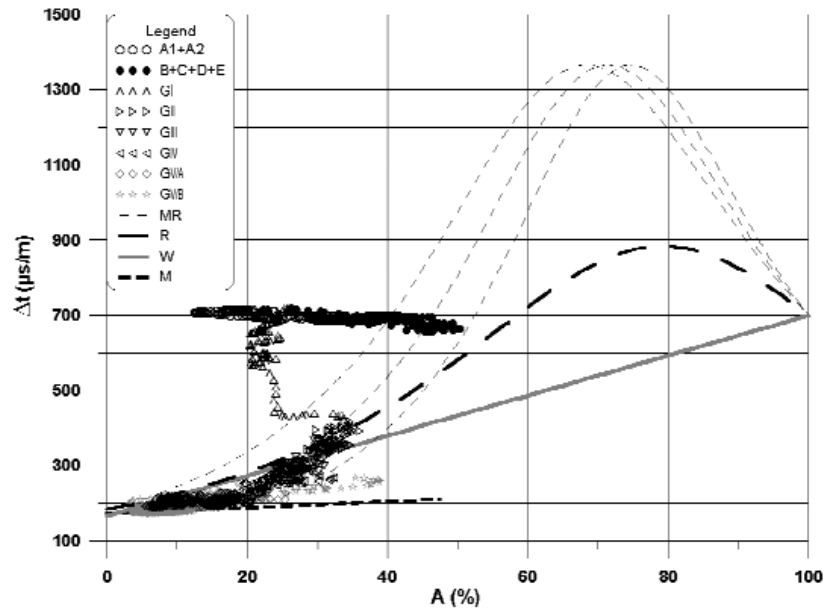


Figure 5. Neutron porosity - Δt crossplot, Borehole Üh-3 with the indication of exponential approximation

A = neutron porosity or limestone equivalent porosity, Δt = characteristic acoustic travel time; GI to GIV = parts of the weathering zone of granite, the highest number is the least weathered, GV = granite unaffected from surface effects (A = upper part, B = lower part). The A, B, C, D and E cycles are the units of the formations covering the granite (Udvari Loess and Tengelic Red Clay) determined by the geophysical sections, MR = modified Raymer equation, W = Wyllie equation, M = rock matrix line, EA = exponential approximation of modified Raymer equation

5. ábra. Az Üveghuta Üh-3 fúrás neutronporozitás- Δt -keresztábrája az exponenciális közelítés feltüntetésével

A = neutronporozitás vagy mészkőekvivalens porozitás, Δt = fajlagos akusztikus hullámterjedési idő; GI-IV = a gránit mállási zónájának részei, a legmagasabb sorszámu a legkevésbé bontott, GV = a felszíni hatásoktól érintetlen gránit (A = felső rész, B = alsó rész). Az A, B, C, D és E ciklusok a gránitot fedő összlet (Udvari Löss és Tengelici Vörösgyag) geofizikai szelvények alapján megállapított egységei. MR = módosított Raymer-egyenlet, W = Wyllie-formula, M = kőzetmátrixvonal, EA = a módosított Raymer-egyenlet exponenciális közelítése

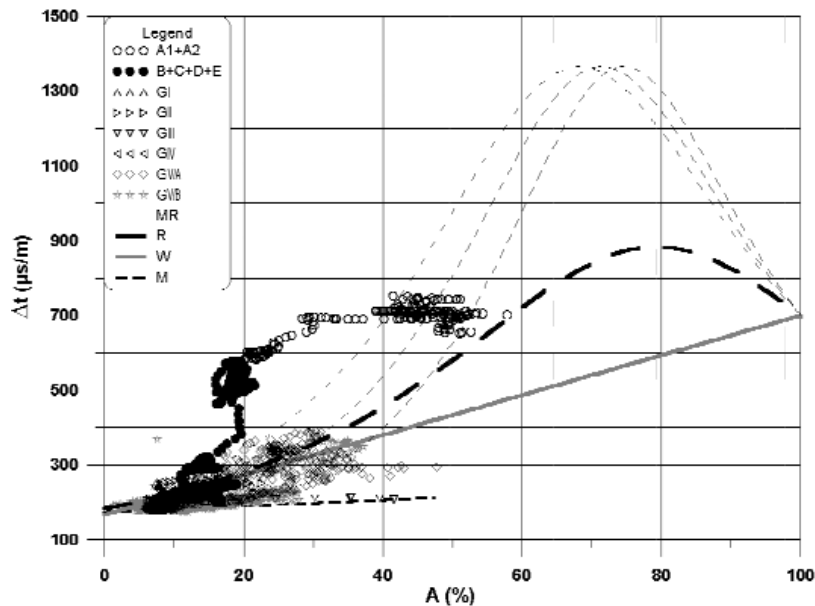


Figure 6. Neutron porosity - Δt crossplot, Borehole Üh-4, with the indication of exponential approximation

A = neutron porosity or limestone equivalent porosity, Δt = characteristic acoustic travel time; GI to GIV = parts of the weathering zone of granite—the highest number is the least weathered, GV = granite unaffected from surface effects (A = upper part, B = lower part). The A, B, C, D and E cycles are the units of the formations covering the granite (Udvari Loess and Tengelic Red Clay) determined by the geophysical sections, MR = modified Raymer equation, W = Wyllie equation, M = rock matrix line, EA = exponential approximation of modified Raymer equation

6. ábra. Az Üveghuta Üh-4 fúrás neutronporozitás- Δt -keresztábrája az exponenciális közelítés feltüntetésével

A = neutronporozitás vagy mészkőekvivalens porozitás, Δt = fajlagos akusztikus hullámterjedési idő; GI-IV = a gránit mállási zónájának részei, a legmagasabb sorszámu a legkevésbé bontott, GV = a felszíni hatásoktól érintetlen gránit (A = felső rész, B = alsó rész). Az A, B, C, D és E ciklusok a gránitot fedő összlet (Udvari Löss és Tengelici Vörösgyag) geofizikai szelvények alapján megállapított egységei. MR = módosított Raymer-egyenlet, W = Wyllie-formula, M = kőzetmátrixvonal, EA = a módosított Raymer-egyenlet exponenciális közelítése

the chapter “Comparison of the Fracture Density Measured and Calculated Physical Parameters”.

The Δt , at least by comparing geomechanic parameters measured on core samples and the calculated parameters of well-logging measurements, depends on the pressure as well. The Δt values for clays, given in indicator tables (Western Atlas), are unrealistically high (212 ms/ft or 695 ms/m) and suspiciously close to the specific time of the acoustic wave propagation of water. It is more likely that the characteristic velocity for clays in a completely dry state is—similarly to micas (6000 m/s)—a large value. Calculated from the bottom boundary line of the cluster point this value is around 4700–4800 m/s (210 ms/m). This is also verified by a crossplot recorded in a pure argillite (Figure 7), where the smallest Δt values belonging to a given neutron porosity are close to the mentioned 210 ms/m; this is only approximately 30 ms/m more than that of typical clay-mineral free granite.

The presence of sheet silicates does not have a strong effect on acoustic properties. This is supported by crossplots for the Mórógy Granite (Figures 4, 5 and 6) and Boda Siltstone (Figure 7). Accordingly, the high velocity drop in any case should be linked to a greater quantity of reducible water.

This reducible water contains a part of the bound water, but excludes the layer directly linked to the surface—i.e. the outer Helmholtz layer of the cations covered by the ionic atmosphere. In the crossplot recorded in Borehole Üh-4 (Figure 6), smaller neutron porosities may correspond to large Δt , which clearly indicates the effect of fracturing. It is remarkable that many points fall on the curve that starts from

the minimum F_N and Δt point. This indicates, on the one hand, the stronger tectonised state of the rock, and on the other hand reinforces the idea that the presence of an open fissure system may cause stronger increases in Δt vs F than inferred by the average time equation; furthermore, it may be even stronger than the result produced by the Raymer equation.

Consequently, the porosity calculated from Δt —which in principle may be identified with the true porosity as Δt —is not very sensitive to the matrix composition. Therefore the determination of the material composition is based on the neutron porosity – density crossplot. Based on the location of crossplot points, it can be stated that for the granite, and possibly for other crystalline rocks with fissures, the Raymer–Hunt equation better approximates the actual porosity – Δt **interrelation** than the mean time (Wyllie) equation. In specific cases, however, it should be noted that the porosity dependence of Δt can only be described clearly by the Raymer equation (for the whole range of porosity) if the exponent is 2.75. The appropriate 0% total porosity point in the crossplot is designated by the current matrix porosity point.

Comparison of measurements for the Mórógy Granite confirms the hypothesis that the acoustic wave propagation time, characteristic for a dry rock matrix only containing irreducible hydrogen, slightly depends on its chemical and mineralogical composition. What is interpreted as a matrix effect in reality is neither largely nor purely a matrix effect, because the impact of reducible water is also included. The presence of clay minerals (clay mineralisation) itself has only a relatively minor effect on the acoustic propagation

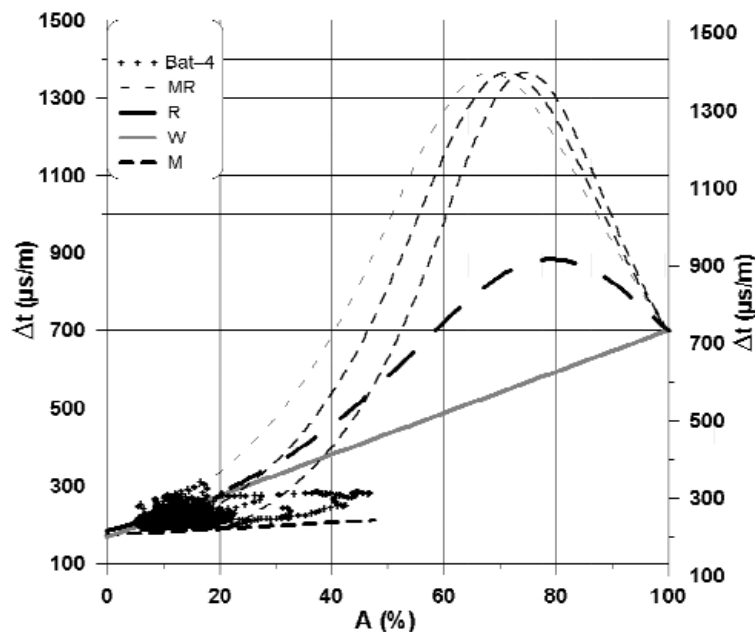


Figure 7. Relation between neutron porosity and acoustic Δt in consolidated argillitic rock

Bat-4 = measurements of Borehole Bat-4 drilled in Boda Siltstone Formation, R = Raymer equation, MR = modified Raymer equation, W = Wyllie equation, M = rock matrix line, A = neutron porosity or limestone equivalent porosity, Δt = characteristic acoustic travel time. The second Δt axis belongs to the point cluster, whereas the left one belongs to the curves of Figures 5 and 6. Hence, the maximum Δt differs from that of granite by about 30–40 $\mu\text{s}/\text{m}$

7 ábra. A neutronporozitás – akusztikus Δt -összefüggés konszolidált argillitben

Bat-4 = a Bodai Aleurolit Formációt harántoló Bat-4 fúrás mérésértékei, R = Raymer-egyenlet, MR = módosított Raymer-egyenlet, W = Wyllie-formula, M = közetmátrixvonal, A = neutronporozitás vagy mészkőekvivalens porozitás, Δt = fajlagos akusztikus hullámterjedési idő. A második Δt tengely tartozik a pontthalmazhoz, az 5. és 6. ábrán is látható függvénygörbékhez pedig a balra lévő, vagyis a maximális Δt kb. 30–40 $\mu\text{s}/\text{m}$ -rel tér el a gránitra jellemzőtől

velocity. In contrast to the clay formation (clayey alteration), the specific acoustic velocity is greatly reduced, whereas it results in a relatively low increase in the neutron porosity. The clayey alteration in terms of acoustic wave propagation means that the existence of reducible water saturation is assumed in the rock.

Here clay mineralisation means the presence of frequent clay minerals regardless of the compaction state—i.e. reducible water content, arrangement, and voids—while clayey alteration involves not only the presence of some specific minerals, but the forming of voids, the decrease of mechanical properties and the increase of reducible water.

Based on the examined measurements, it can be concluded that fracturing does not necessarily result in a clay mineralisation which affects the entire rock volume. A slight fracture may only cause a discernible porosity anomaly if—during the mineralisation of the clay and, later, during the clayey alteration—a large-pore volume is formed. Evidence for the existence of such a pore volume is the good correlation between the calculated porosity from radioactive measurements and BHTV fracture density. The lowest V_p values for the tectonic zones generally and

typically coincide with small values of natural gamma activity and high neutron-porosity values. This suggests that the rock is impermeable largely because the pore volume is filled with bound water.

The Fracture Density for Comparing the Measured and Calculated Physical Parameters

The indications given by borehole imaging tools can be quantitatively compared in many different ways with other geophysical logging methods. In order to do this the image must be transformed into a well-log. In the case of the acoustic BHTV, at the first convenient opportunity the individual amplitude curves measured along the generatrix belonging to different directions should be added up; the average value should then be taken, and this should be followed by a comparison with the acoustic velocities (Figure 8)

The fissure (crack) density curve is produced on the basis of all fissure indications given by the BHTV tadpole image, so that the number of fissures (n) is plotted per metre

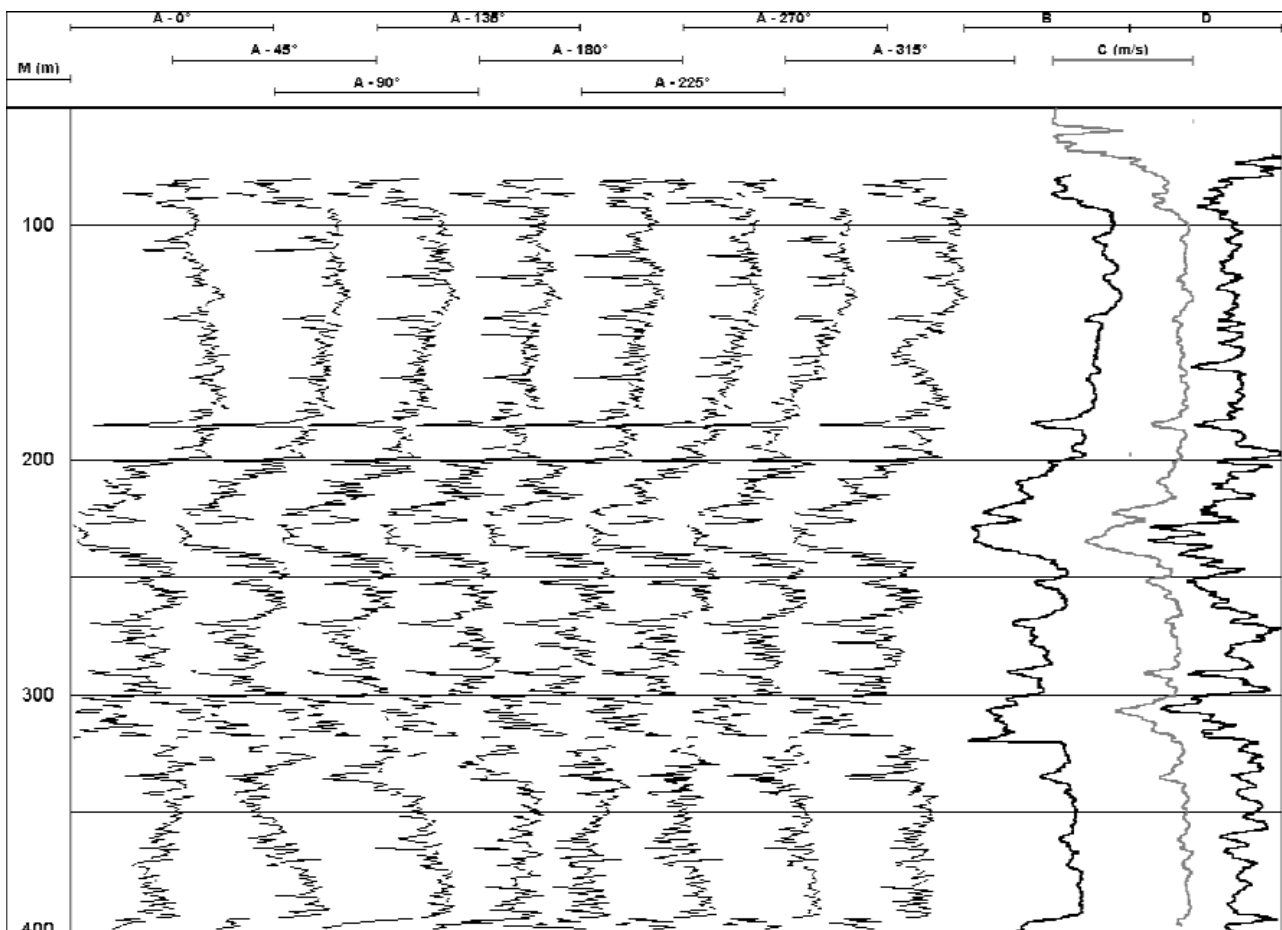


Figure 8. Amplitude curves of BHTV belonging to different direction correlated with acoustic velocity and attenuation

$M(m)$ = depth(m), A-0° ... A-315° = BHTV amplitude curve in the direction of 0° ... 315° azimuth, B = BHTV average amplitude, C = compressional acoustic velocity ($V_p[m/s]$), D = acoustic attenuation

8. ábra. Különböző azimutú BHTV amplitudógörbék és az átlagamplitudó összehasonlítása az akusztikus sebességgel és csillapítással

$M(m)$ = mélység(m), A-0° ... A-315° = BHTV amplitudógörbe a 0° ... 315° azimutirányban, B = BHTV átlag amplitudó, C = akusztikus kompressziósebesség ($V_p[m/s]$), D = akusztikus csillapítás

(n/m). However, the relationship between RQD (the quantity proportional to fracturing) and well-logging parameters also has to be investigated. The fissure density can be made by applying a number of variations, according to the categories of fissures (Figure 9). The figure shows that the

fissure density of full sine, or circumferential fissures and electrical resistivity curves, are the most similar in shape.

RQD is a characteristic feature for the segmentation and alteration of core samples taken from the borehole. According to its definition, RQD (%) is the total summarised length of core sample pieces longer than 10 cm in the test section (i.e. the ratio of the test section length multiplied by 100). The core samples that are longer than 10 cm, but which are not significantly consistent, are not recorded in the length of the intact core pieces (DEERE 1964).

Those sedimentary rocks which can be measured with BHTV essentially belong to the fractured rock category. The difference is that the original stratification is also

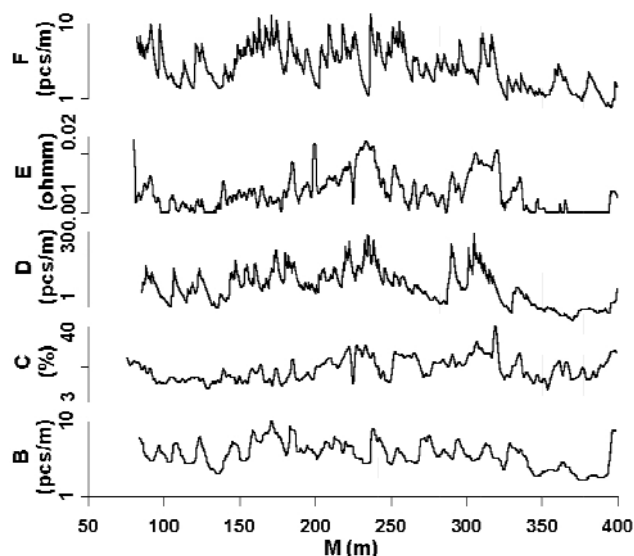


Figure 9. Comparison of different fracture density sections and traditional measurements

M = depth, B = short (shorter than 2π) fissures (1/m), C = neutron porosity, D = long (4π) fissures (1/m), E = resistivity, F = not totally (between 2π and 4π) sinus-period fissures (1/m)

9. ábra. Különböző kategóriájú repedéssűrűség-szelvények és hagyományos mérések összehasonlítása

M = mélység, B = rövid (rövidebb mint 2π) repedések (1/m), C = neutronporozitás, D = hosszú, teljesen körbefutó (4π) repedések (1/m), E = fajlagos elektromos ellenállás, F = nem teljesen körbefutó (2π és 4π közt) repedések (1/m)

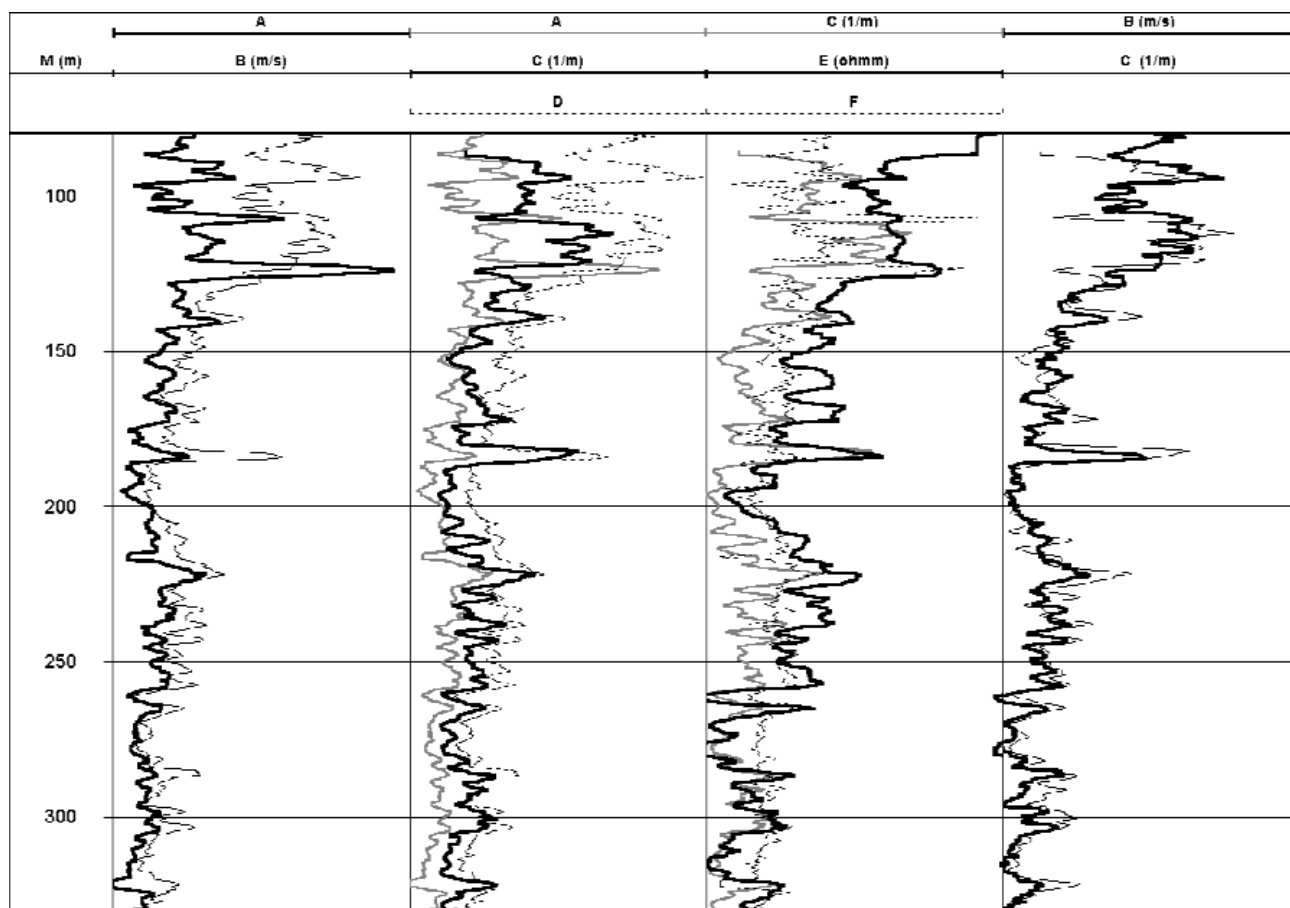


Figure 10. Correlation of fracture density with some measured and calculated porosity follower logs

M = depth (m), A = calculated porosity, B = acoustic V_p velocity, C = fracture density, D = acoustic porosity, E = resistivity, F = arctg (gamma ray/neutron porosity)

10. ábra. BHTV repedéssűrűség-szelvények és különböző mért és számított porozitáskövető görbék összehasonlítása

M = mélység (m), A = számított porozitás, B = akusztikus V_p sebesség, C = repedéssűrűség, D = akusztikus porozitás, E = fajlagos elektromos ellenállás, F = arctg (természetes gamma/neutronporozitás)

detectable with the borehole imaging methods—i.e. these rocks seem to be fissured rock with an oriented texture. This phenomenon can be expected in the Boda Siltstone Formation, which is seismically as hard as granite.

In well-log evaluation, seismically hard rock is a medium in which the V_s shear wave velocity exceeds 1 500 m/s; in other words, it can be detected on the full wave sonic shear-wave arrival. In effect, this means a V_p compressional velocity of at least 3 000 m/s. In soil mechanics a rock with 800 m/s V_s velocity is considered as consolidated rock.

During the comparison of the physical parameters related in some form to rock porosity, or to derived quantities, the relationship of these parameters with fissure density was studied. For the sake of completeness, not only the associations between physical parameters, sensitivity fracturing, and fracture density were analysed, but also their mutual relations. Taking into account the fact that the actual fissure volume in the fresh, unaltered, visually porosity-free granite should be negligible (1%), the calculated porosity based on the crossplot of nuclear porosity follower methods is too large (often over 10%).

Nevertheless, the fissure density derived from BHTV measurements and the porosity from nuclear measurements correlate well (Figure 10). (The measurements represent the resulting porosity from neutron porosity and density in the fresh granite, the latter being free of surface alteration effects.) Taking into account the fact that the correlation of the neutron porosity with density refers to a real pore volume—i.e. to the low fissure volume—a relatively (but significant) increasing effect on matrix porosity must be assumed. It follows that where there is a good fit between the curves, only a pore volume somehow connected to the fracture system exists; this system is filled with water. This pore-space, together with the real fissure porosity is considered, as the full or total porosity, which includes both the bound and free pore water. The prevalent part of the resulting porosity, in the case of the narrow fissures, is likely to be filled with bound water, since this mainly belongs to clayey alteration related to the fissures. The real fissure volume is only a small fraction of the total pore volume. In essence, the significant decrease in velocity observed in the degraded zones is linked to the increase of total pore space, the micro-fissures and the clayey alterations. The various measured and calculated curves of the fresh granite only differ slightly from each other.

The shape of the V_p curve differs significantly from the calculated porosity at less than 125 m depth (weathering zone). In order to describe the entire interval of the penetrated granite material with a single equation, the relationship between the parameters may not be linear, therefore a Wyllie equation is not valid (Figure 10, the leftmost column). Alternatively, the weathering zone may also be modelled by the mean time equation using different parameters than those used for fresh granite. The relation between fissure density and porosity varies in a similar manner (Figure 10, left column 2)—i.e. fissure density in the weathered zone may be more strongly amplified

than is the case with the porosity. It follows that the fissure density and V_p curve (Figure 11, rightmost column) fit much better to each other than the porosity V_p pair.

During the clayey alteration of granite, the loss of the radioactivity and the increase in neutron porosity are interrelated processes. Therefore the ratio of these parameters is characteristic to the alteration and for the characterisation of the alteration coefficient, the $P = \arctg(\text{natural gamma activity} / \text{neutron porosity})$ quantity should be used. The P function means that all points on the neutron porosity - gamma activity crossplot can be characterised by a directional vector. This avoids the need to give a variety of different indices to unaltered rocks with various gamma ray activities. The neutron porosity of unaltered rock is small (less than 5%), so all the points on the crossplot represent a rock fall in the same direction. The alteration rate is characterised by the angle of revolution from the gamma ray axis.

The shape of the electrical resistivity curve of the weathering zone is more similar to the shape of the $\arctg(Tg/Por)^9$ chemical alteration index (the small values of this indicate the largest amount of clay) than that of the fissure density curve. Generally, there is a better correlation between the electrical resistivity and the chemical alteration than between the resistivity and the fissure density or V_p . This is consistent with the electrical conductivity, which is of a proportion-of-fissure-surface nature. In the weathered zone, where the bulk of the wider fissures can be found, many relatively low-conductivity pore-filling fluids are also present. The good correlation between the chemical alteration index and resistivity is the consequence of the clay mineral alteration of fissure surfaces, such as conductivity of the weathered zone, and the growth of the neutron porosity with a decreasing radioactive material content.

In the entire test range (fresh granite and weathering belt) the good relations between physical parameters mean essentially they are linear in nature, or may be transformed into linear form. For example, such interrelation exists in the relationship between acoustic velocity and fissure density. Its physical background is that the velocity is controlled by the average path length of waves in rock matrix, and only at small porosities is the relationship linear between porosity and V_p . In the altered zones, the decrease in acoustic velocity is greater than would be expected from the fracture density and this is probably related to the open fissures. The common property of the open fissures and fissures filled with clay is a break in the continuity of the solid matrix and a reduction of the path length; however, this can be completed continuously in the medium. The relationship between the electrical resistivity and the V_p of the weathering zone is different from the one in fresh granite. The question is: how can the specific acoustic wave propagation time be proportional to fissure density and total porosity at the same time? This would not be possible without the fissure density being proportional to the total porosity. As this is not the case—i.e. the average thicknesses

⁹ Tg = natural gamma activity, Por = neutron porosity.

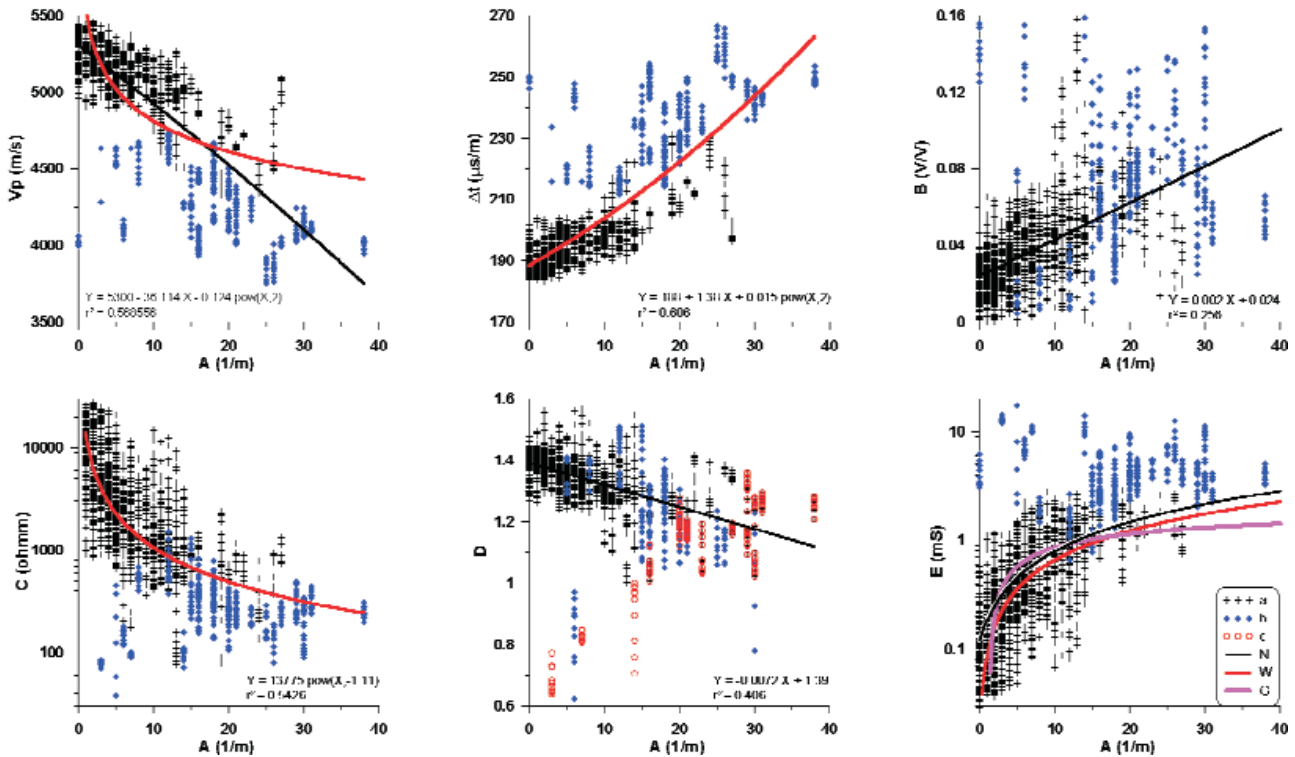


Figure 11. Crossplots of the fissure density and other parameters

A = fracture density, Vp = compressional wave velocity, Δt = specific wave propagation time, B = calculated porosity, C = arctg(gamma ray/neutron porosity), E = conductivity; Y = function of second degree fitting; a = granite unaffected from surface effects, b = altered zone, c = altered zone (lower part), N = linear fitting, W = power fitting, G = logarithmic fitting. The blue and red characters (crossplot in lower middle position) indicate the points of the weathering zone

11. ábra. A repedéssűrűség és a többi paraméter keresztábrái

A = repedéssűrűség, Vp = kompressziós hullámterjedési sebesség, Δt = fajlagos hullámterjedési idő, B = számított porozitás, C = ellenállás, D = arctg(természetes gamma/neutronporozitás), E = vezetőképesség; Y = a pontokra illesztett másodfokú függvény; a = felszíni hatásoktól érintetlen gránit, b = mállási zóna, c = mállási zóna (alsó rész), N = a pontokra illesztett lineáris függvény, W = a pontokra illesztett hatványfüggvény, G = a pontokra illesztett logaritmus függvény. A kék, illetve piros szín (alsó középső keresztábrán) a mállási öv pontjait jelöli

of the fissures are different from each other in each depth interval, —different equations will describe the relation between fracture density and volume represented by fissures in each depth interval. (It is important to note that what is treated as fissure density is in fact only the number of fissures/m that fall in the detectable size range of the tool used.) Electrical resistivity have a direct relation with the geomechanic parameters, if its relation with the volume of the fracture system is similar to that of the acoustic wave propagation. In other words, the electrical resistivity can only be proportional to the volume of fissures, as long as it is true that the surface conductivity corresponds to the volume conductivity. This, of course, is not true in the weathering zone, because beside the bound water free-moving fluid is present. Therefore the decrease of resistivity at the open fractures is smaller than that which would follow from the increase of total porosity.

According to the regression coefficient established on the basis of crossplots (Figure 11), the closest correlation can be found between Δt or the calculated velocity from it, and the fracture density. Almost as good—although representing the opposite—a correlation is observed in the

fracture density and the electric resistivity or its reciprocal, the conductivity. The worst regression coefficients were found for the correlation of porosity, calculated from neutron porosity and density vs fissure density; even so, this correlation is still definitely recognisable. It should be noted that the correlation gained from crossplots is strongly influenced by the ways information is obtained.

This means that the correlation is also influenced by vertical resolution. This takes into account the fact that it can be assumed that the real relationships are closer than would result from the regression coefficients. For example, fissure density logs are *a priori* made up of 1 metre averages of dots, which at the same time represent the sampling rate. This is close to the averaging effect of an acoustic probe, although the sampling rate is 10 cm; this means that for an acoustic probe there are 2 m averages for every 10 cm; in principle this can vary within one metre, while there is only 1 fissure density datum for 1 m. A further source of error which, increases the variance, occurs if any well-log includes its own noise-like error. The resulting (total) porosity – fissure density correlation has smaller regression coefficients than that of the chemical alteration index – fissure density

correlation. The main reason is that the relative uncertainty about porosity calculated from density is larger than that of the natural gamma ray activity, which also affects the regression.

Relationship between the Fissure Density and Vp/Vs

In the case of constant fissure density and thin fissures, shear-wave velocity should be reduced with the increase of fissure aperture. This results in an increase in the Vp/Vs ratio, as well as the electrical conductivity. The latter is a consequence of the electrical conductivity model (Figure 2).

These conclusions arising from theoretical models are directly supported by the BHTV measurements, with the examples of the practical measurements and crossplot, respectively. In the crossplots the electrical conductivity is plotted against RQD fragmentation values and the fracture density function coming from BHTV, respectively (Figures 12 and 13). The third parameter of the crossplots is the Vp/Vs ratio, which is plotted with a colour code. Electrical conductivity will be greater for larger Vp/Vs values with the same fracturing and RQD fragmentation.

According to Figures 12 and 13, the main point is that the smaller Vp/Vs-s correspond to lower conductivity—i.e. to larger resistivity. In principle, a qualitatively direct proportional, though nonlinear relationship is assumed between the fissure density and Vp/Vs ratio. Based on the Figure, the big change in electric conductivity is caused by a large change in fissure aperture which justifies the model curves of Figure 2. However, this in turn draws attention to the importance

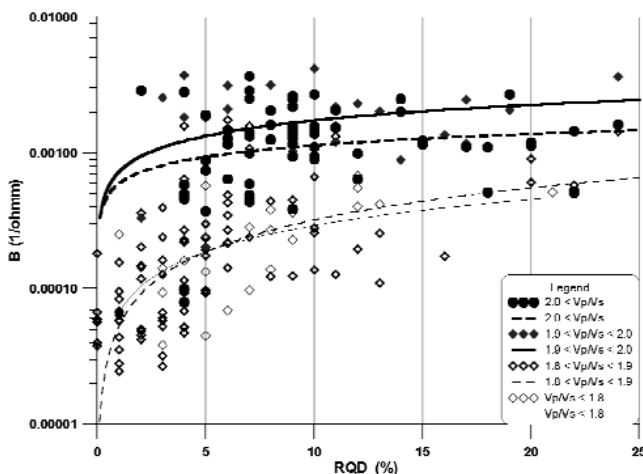


Figure 12. Conductivity as a function of RQD

RQD = rock-quality designation, B = conductivity, Vp/Vs = compressional wave velocity/shear wave velocity ratio

12. ábra. Vezetőképesség az RQD függvényében

RQD = fűrőmag-tagoltságot jellemző szám, B = vezetőképesség, Vp/Vs = kompresszióshullám-sebesség/nyíróhullám-sebesség hányados

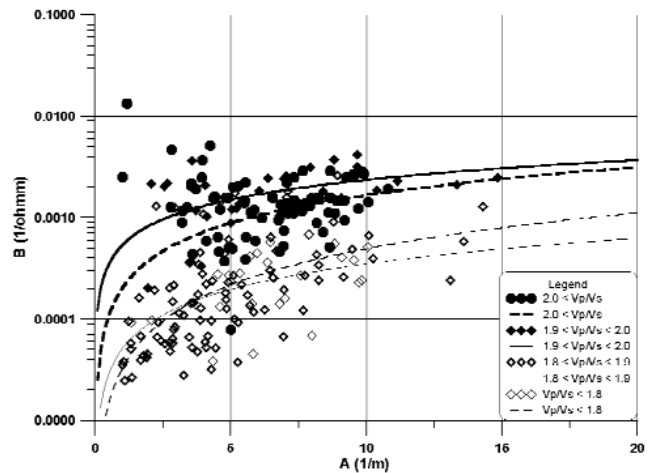


Figure 13. Conductivity as a function of BHTV fissure density

A = fracture density, B = conductivity, Vp/Vs = compressional wave velocity/shear wave velocity ratio

13. ábra. Vezetőképesség a BHTV-vel megállapított repedéssűrűség függvényében

A = repedéssűrűség, B = vezetőképesség, Vp/Vs = kompresszióshullám-sebesség/nyíróhullám-sebesség hányados

of sonic Vs velocity (shear-wave) measurements as well. In the case of thin fissures which represent only a small overall porosity, the fixed Vp/Vs ratio means the same quality of fissures. This quality is independent of the fissure density (geometrical parameters of the individual fissures are considered to be equivalent), so it follows that the conductivity at fixed fissure aperture depends only linearly on fissure density.

The linear dependence of the conductivity on the fissure density is consistent with the expected conductivity in the case of both the tube bundle model of conductivity and also the expected conductivity of fissures of similar thickness. These are electrically switched in parallel, thus providing an analogous model to the previous one.

This result confirms the hypothesis, that neither BHTV fissure density, nor RQD core fragmentation in itself, associate directly with other physical parameters. In contrast, without the knowledge of fissure density, the parameters characteristic for the electrical resistivity and acoustic velocity relationship (fissure aperture, water permeability)—essentially, the hydrogeological features—could not be confirmed properly. These considerations are supported by a good correlation between the filtration coefficients, estimated with an empirical formula from well-logs (ZILAHÍ-SEBESS et al. 2007), and filtration coefficients from short-term hydraulic tests (rapid tests, MOLNÁR et al. 2000).

The local rock model based on the relationship between electrical resistivity and acoustic velocity can be outlined as follows. The collective model of two methods is obtained from the electrical resistivity-porosity and fissure aperture-dependent model, and from the acoustic Δt porosity dependency.

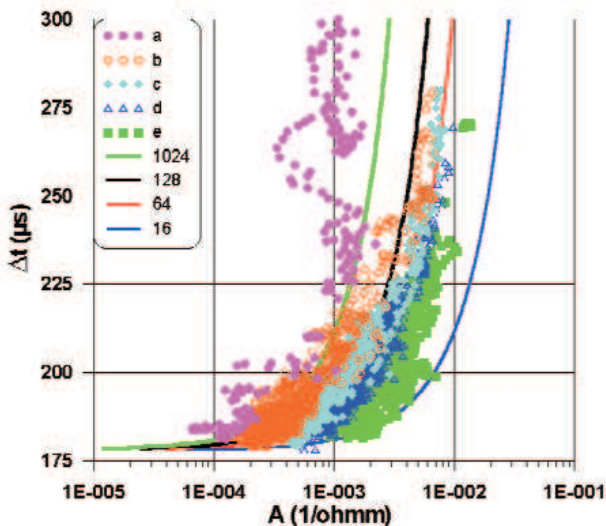


Figure 14. Principle correlation of conductivity and acoustic Δt
 Δt = specific wave propagation time, A = conductivity; a, b, c, d, e = categories according to $\Delta t/A$, numbers 1024, 128, 64, 16 = fissure aperture in relative units. The curves differ from each other in their fissure apertures. With the colours the figure shows the constant average values of $\Delta t/\text{conductivity}$ within the reported range

14. ábra. A vezetékesség és az akusztikus Δt elvi összefüggése

Δt = fajlagos hullámterjedési idő, A = vezetékesség; a, b, c, d, e = $\Delta t/A$ szerinti kategóriák, 1024, 128, 64, 16 = repedésvastagságok relatív egységeiben. A görbék paramétere a repedésvastagság. Az ábrán a színek a $\Delta t/\text{vezetékesség}$ konstans értékek közti tartományait jelentik

The model relationship between conductivity and the acoustic wave propagation time can be seen on Figure 14, b. The model is plotted as a series of parametric curves so that Δt , characteristic for the rock matrix, is considered to be constant and therefore the acoustic wave propagation time Δt depends only on porosity (Figure 14). If the Δt is calculated by the Wyllie average time equation, the representation only corresponds well in the case of small Δt -s (high velocity) to the conductivity–porosity relationship. According to the neutron porosity – Δt crossplot at the lower velocities, the Raymer equation is clearly closer to the real interrelation. Since the conductivity is mainly dependent on the internal surface, as a function of porosity it may be only represented as a series of parametric curves. This is because different fissure apertures with the same porosity belong to various specific inner surfaces.

The model parameter of the curves is the fissure aperture. At constant Δt the maximum fissure aperture belongs to the minimum conductivity. Assuming a constant acoustic wave propagation time in the matrix, the propagation time depends solely on porosity. The model fissure thickness is characteristic for a single model fissure, which is representative—with respect to the inner surface—to more fissures. In this form it is only sufficient for explaining the electrical conductivity – Δt relationship.

The electrical conductivity – Δt crossplot points of the Üh-22 borehole fit well with the series of model curves (Figure 14, b).

Taking into account the fact that the micro-fissures—which are comparable in thickness to the high conductive adsorption bound layer¹⁰—represent a negligible porosity, their effect on the acoustic wave propagation is also small. In other words, it is not greater than that expected on the basis of their total pore volume. If the Δt (in the first approximation), only depends on the void space, the dependence from the geometry of the latter is also negligible. In contrast, the dependence of the conductivity on the void volume at thin fissures containing only ion-rich bound water is much stronger. The main reason is that the conductivity of bound water is much greater than that of movable water, and even tortuosity increases more with the decrease of fissure aperture.

According to the model (Figure 14), in the case of thick fissures the situation should be reversed, i.e. the acoustic velocity can fluctuate greatly, while the conductivity varies only slightly. This is caused mainly because the fissures with a large thickness are filled with movable water of small conductivity.

It can be seen that the location of points with coordinates derived from measured values—even without consideration of a sophisticated model consideration—essentially follows the theoretical relationship. The real model is, of course, much more complex; this is because, in order to draw such a relatively simple picture, a number of factors should be considered as constant—i.e. the effect of temperature on ion mobility and thus the impact on conductivity, movable fluid salinity; the variation of cation exchange capacity of the different surfaces; and the acoustic properties according to the frequency dispersion.

In addition, it is a gross simplification to assume that, in the case of the crystalline rocks, the increase of fissure aperture can be taken into account as the sole cause of the porosity growth.

The justification for applying a simplified model is mainly to show that the fixed parameters are in fact only changing very slowly as a function of depth—i.e. a several-hundred-metre depth interval can actually be treated as a constant.

It follows from considerations on the above model that, based on the conductivity – acoustic propagation time interrelation, the open or closed status of fissures can be inferred. Of course, such a conclusion can only be transposed to the averages; then the equivalencies have to be considered as the open or closed status of the fissures. According to the applied methods, these do not necessarily coincide with the hydrogeological aspects of an open or closed status. The closed fissures depend on the hydrogeological system. This means that the fissures are filled only with bound water.

In reality, for acoustic methods, the closed fissures mean that the effective contact surface is large and thus it is only a

¹⁰ This is a layer of ion-rich bound water on the surface with good electrical conductivity; a more detailed explanation can be found in another part of this study in “Qualitative Description of the Specific Electric Resistivity of Fractured Rocks”.

small obstacle for the wave propagation. An increase of the fissure aperture strongly reduces the effective contact surfaces of the fissures. This leads to a shortfall of the continuity of the rock matrix, which is significant for acoustic wave propagation. In the case of a closed fissure, in acoustic terms, the significant proportion of micro-fissuring can be perceived as interfaces which do not reduce the wave velocity. This means that the part of the micro-fissuring which does not even contain bound water—that is, the effective contact surface—does not participate in any electrical conduction.

This state is only conceivable under high pressure, when the bound aqueous film is squeezed out and cementation can be achieved. It is assumed that, once a fissure is developed at small depths, bound water cannot leave because of the increasing pressure. Therefore, this also means that the increase in tortuosity cannot be developed simply because of the decline of fissure aperture resulting from increased pressure. The phenomenon of tortuosity increases at thin fissures; thus, logically, it definitely exists, otherwise the resistivity would not be thousands of ohm in the granite. In other words, it has to be ascertained that the thinner fissures are shorter. The subsequent cementation at the inherently thin fissures certainly increases the tortuosity. Therefore, the consolidation trend, according to its origin, is actually a loosening trend—i.e. the resistivity-increasing trend is only similar in shape to the well-log curve trend arising from the compaction of sediments.

Summary and Conclusions

The fracturing has the greatest impact on the measurements which are sensitive to the pore-filling fluids and porespace geometry. The effect of fracturing in the fresh rock—containing thin micro-fissures only and presumably only filled with bound water—results in well-correlated physical parameter distributions, in nearly all measurement methods. The presence of clay minerals (clay mineralisation) itself produces only a relatively minor effect on the acoustic propagation velocity (in contrast to clay-forming/clayey alteration), accompanied by mechanical destruction. This really does greatly reduce the specific acoustic velocity, and in comparison results in a relatively

low increase of the neutron porosity. While a small volume is involved in fissures, in principle the fissures should not affect the nuclear porosity follower methods. Nevertheless, the correlation study above proved the opposite. It follows that the fracture is considered to have a failure zone, which reduces the density and increases the neutron porosity; this is why the pore volume increase is really possible. This process corresponds to clay mineral forming, where the neutron porosity increases proportionally with the density decrease. In other words, the new crystals incorporate a prevailing part of the hydrogen in the form OH, so that the new mineral density is less than the original. However, other portions of the hydrogen are involved in the interlayer and adsorption water, and these are irreducible at low temperatures. This phenomenon can explain the strong decreasing effect of micro-fracturing on resistivity and acoustic wave propagation velocity and, at the same time, the detailed rich fracture indication shown by the BHTV amplitude image. However, it is more important that the presence of micro-fissures explains the close correlation of the acoustic velocity and resistivity, because it indicates a relatively close relationship between the electrical and mechanical parameters. In the rocks containing thin fissures, the close connection of the electrical conductivity to the fissures provides—in certain circumstances—an opportunity to estimate RMR (Rock Mass Rating) based only on electrical resistivity.

RMR is a special kind of rock mass classification defined by BIENIAWSKI (1976) Six parameters are used to classify a rock mass using the RMR system: Uniaxial strength of rock material, Rock Quality designation (RQD), spacing of discontinuities, condition of discontinuities, ground water conditions, orientation of discontinuities.

Acknowledgments

The author thanks Zoltan Balla, the former head of the Üveghuta research, for the opportunity to participate in the research work, which greatly contributed to improving the well-logging interpretation. Furthermore, thanks to Gábor Szongoth and Zoltán Kasza (Geo-Log Ltd) for the high-quality measurements which were used to test the new methodology.

References — Irodalom

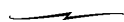
- BIENIAWSKI, Z. T. 1976: Rock mass classification in rock engineering. — In: BIENIAWSKI, Z. T. (ed.): *Exploration for Rock Engineering, Proceedings of the Symposium 1, Balkema, Cape Town*, pp. 97–106.
- CLAVIER, C., COATES, G., DUMANOIR, J. 1977: *The theoretical and experimental basis for the "Dual-Water" model for the interpretation of shaly sands*. — Society of Petroleum Engineers(SPE). Member of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME) Paper No. 6859, pp. 153–168.
- DEERE, D. U. 1964: Technical description of rock cores. — *Rock Mechanics Engineering Geology* 1, pp. 16–22.
- EGERER F., KERTÉSZ P. 1993: Bevezetés a kőzetfizikába (in Hungarian, translated title: Introduction into petrophysics). — Akadémiai Kiadó, Budapest, első kiadás, 424 p.
- SERRA, O. 1984: *Fundamentals of well-log interpretation, 1. The*

- acquisition of logging data.* — Elsevier, Amsterdam–Oxford–New York–Tokyo, 423 p.
- MAROS, GY., PALOTÁS, K. 2000: Evaluation of planar features in boreholes Üveghuta Üh–22 and Üh–23 with CoreDump software (Az üveghutai Üh–22 és Üh–23 fúrásban észlelt síkszerű jelenségek értékelése CoreDump szoftverrel). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1999-ről*, pp. 315–340.
- MOLNÁR, P., BRADLEY, J. G., ENACHESCU, C., WOZNIEWICZ, J. 2000: Single-borehole hydrogeological testing in the Carboniferous granites, at Üveghuta, in South-West Hungary (Egyedi pakkes kútvizsgálatok az üveghutai telephely mélyfúrásaiban). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése 1999-ről*, pp. 407–426.
- TERZAGHI, R. D. 1965: Sources of error in joint surveys. — *Géotechnique*, 15 (3), pp. 287–306.
- Western Atlas 1985: *Log interpretation charts.* — Western Atlas, Houston, 11–3 charts.
- ZILÁHI-SEBESS L. 2004: Mélyfúrás-geofizikai módszerfejlesztés. A mélyfúrás-geofizikai mérések közzétettai értelmezhetőségének vizsgálata (in Hungarian, translated title: Development of well-logging interpretation methods. Investigation on the opportunity of the petrographical evaluation of well-logging data). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- ZILÁHI-SEBESS L., FANCSIK T., TÖRÖK I., KOVÁCS A. Cs. 2007: Szivárgási tényező becslés lehetőségei geofizikai mérések alapján (in Hungarian, translated title: Estimation of hydraulic permeability, based on geophysical measurements). — *Magyar Geofizika* 48 (3), pp. 99–111.

A repedezettség hatása a mélyfúrás-geofizikai mérésekre

ZILAHÍ-SEBESS LÁSZLÓ

Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI), H-1145 Budapest, Columbus utca 17-23.,
Geo-Log Kft., H-1145 Budapest, Szugló utca 54.



Tárgyszavak: akusztikus hullámterjedés, akusztikus sebesség, kötött víz, repedezett kőzet, repedések, repedés-nyílásszélesség, repedéssűrűség, vezetőképesség

Kivonat

A kristályos, szeizmikusan kemény kőzetek legfontosabb, mind a kőzetmechanikai, mind a hidrogeológiai jellegeket közvetlenül befolyásoló tulajdonsága a repedezettség. A repedezett, másodlagos porozitású kőzetek pórusteréről jóval kevesebb ismerettel rendelkezünk, mint az elsődleges porozitású üledékes kőzetek porozitás-permeabilitás viszonyairól. A téma aktualitását az adja, hogy a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére irányuló földtani kutatás egyik objektuma, a Mórági Gránit is a repedezett, másodlagos porozitású kőzetek közé tartozik. Emiatt a kőzetek repedésrendszerének jobb megértése, hatékonyabb jellemzése különös környezetvédelmi jelentőséget is kap. A Bataapáti kutatásokat megelőzően a szerkezetkutató fúrások vizsgálata során a geofizikai paraméterek alárendeltek voltak a magvizsgálatokkal szemben. Az előző tizenvalahány év során nagymennyiségű mélyfúrás-geofizikai mérés és kőzetminta-vizsgálat született ezen a területen. Ez egyedülálló lehetőség az előrelépésre általánosságban és a repedezett kőzetek kutatásában is, mert a szénhidrogén-kutatás során az ilyen típusú kőzetekkel csak nagy mélységekben lehet találkozni, és ott is csak a felső, bontott, potenciálisan tároló zóna fontos a kutatás számára. A szénhidrogén-kutatásban viszont egyre növekvő fontosságú a repedezett alaphegységi típusú tároló szerkezetek kutatása, amely szerkezeteket a felszín közeli kemény kőzetek mállási övében megfigyelhető jelenségek analógiája alapján modellezhetjük. Tanulmányunkban elsősorban a repedésrendszer tulajdonságainak az akusztikus és elektromos mérésparaméterekre gyakorolt hatását tárgyaljuk. A repedésrendszer fő jellemzőit, illetve a geomechanikai jellemzőket akusztikus lyukfal-televíziós és akusztikus hullámkép-mérésből illetve fűrómagvizsgálatokból kaptuk.



Bevezetés

Az 1992-ben indított Nemzeti Projekt keretén belül Bataapáti körzetében folyó kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezésére irányuló földtani kutatás során végzett nagymennyiségű mélyfúrás-geofizikai mérés és kőzetminta-vizsgálat egyedülálló lehetőséget teremtett a kristályos alaphegységi kőzetek értelmezési módszertanának kidolgozására.

A Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Kft. (korábban Kht.) megbízásából 1996–2006 közt 64 fúrást kb. 8000 m hosszban mélyítettek, amiből 20 db 250 m-nél mélyebb, és fűróként legalább kétszáz méter hosszban gránitot harántolt. Ennek jelentőségét elsősorban az adja, hogy ezeknek a fűróknak a nagy része a felszíni mállástól

nem érintett üde kőzetben haladt. Kicsit másként fogalmazva ez azt jelenti, hogy nemcsak a mállás különböző fokozatait lehetett tanulmányozni, mint a kristályos alaphegységet ért olajipari fűrók nagy részénél, hanem jóval többféle mélyfúrás-geofizikai mérésre nyílt lehetőségünk, mint a bontatlan alaphegységi kőzeteket ért földtani szerkezetkutató fűrókban. A radioaktív hulladék elhelyezésére irányuló kutatások során alkalmazott akusztikus lyukfal-televíziós a hagyományos mérésekből kapott repedéssűrűség összehasonlítása alkalmas adott olyan összefüggések tanulmányozására is, amelyekre eddig legfeljebb elméleti úton és szakirodalom alapján lehetett következtetni.

A másodlagos porozitású és ezen belül a repedezett kőzetek pórusterének szerkezetéről, a mérhető fizikai paraméterekre gyakorolt hatásáról, valamint e paraméterek

és a mechanikai, illetve hidrogeológiai tulajdonságok közti kapcsolatokról jóval kevesebb ismerettel rendelkezünk, mint az elsődleges porozitású üledékes kőzetekéről.

Amíg az elsődleges szemcseközi porozitású kőzetek porozitása és permeabilitása közti összefüggés jól modellezhető, és viszonylag nagy térfogatra ki is terjeszthető, a repedezett kőzetek esetében ez jóval bizonytalanabb, és a kiterjeszhetőség sem magától értetődő, mint a rétegzett közegek esetében. A repedezett kőzetekre általában nagyfokú inhomogenitás a jellemző, ezért pusztán a repedés-kimutatással nem tudjuk olyan jól jellemezni ezeket, mint az elsődleges porozitású üledékes kőzeteket a porozitással és egyéb fizikai paraméterekkel a fúrás egy adott szakaszán. Az üledékes kőzetekben a mélyfúrásban mért adatokat általában aránylag nagy távolságra extrapolálhatjuk. Gyakran még fél méter vastagságú rétegek is korrelálhatóak kilométeres távolságokra is, de még a horizontálisan erősen inhomogén folyóvízi üledékekben is néhányszor tíz méterre extrapolálhatunk. A repedezett kőzetekben ezzel szemben semmi biztosítékunk nincs az extrapolálhatóságra még néhány méteres távolságra sem. Ennek az ellentmondásnak a feloldása a repedezett kőzetek értelmezésének legfontosabb feladata. Ahhoz azonban, hogy az egyes mérés-görbékben tapasztalható mélységi trendeket kőzetmechanikai és hidrogeológiai szempontból helyesen tudjuk értelmezni, előbb a lokális kőzetmodellt szükséges megérteni, ami több módszer együttes értelmezését kívánja meg. Ebben a tanulmányban ezért az általános gyakorlattal ellentétben a módszerek egymásközi kapcsolatának fontosságát, az azokból a repedésrendszerre levonható következtetéseket állítjuk a középpontba. Más szavakkal, ez magának a repedezettségnek az egyes fizikai paraméterekre gyakorolt hatásának vizsgálatát jelenti. Ez a vizsgálat elsősorban empirikus, hiszen mélyfúrás-geofizikai és magminta-vizsgálati anyagokon alapul, de nem nélkülözheti az elvi megfontolásokat sem.

A repedezett kőzet statisztikai modelljének elemei

A tisztán geometriai statisztikai repedezettségi modell a repedéssűrűség, a repedés-nyílásszélesség, a repedésirány és -dőlés eloszlásával, valamint a repedéshosszúsággal jellemezhető. A repedéssűrűség definíció szerint adott hosszra (többnyire 1 m) eső repedések darabszáma. A valódi repedések darabszámát nem tudjuk pontosan meghatározni az eszközök véges felbontása miatt, ezért helyette az adott eszközzel mérhető látszólagos repedésszámról beszélhetünk. A repedéssűrűség geomechanikai jellemzőként csak kvalitatív közzettagoltság jellegű információnak számít, viszont a repedések osztályozásával elvileg többféle jellemző is definiálható. A repedések irányítottága a kőzetek geomechanikai viselkedése szempontjából fontos paraméter. A repedések közvetlen kimutatásáról külön fejezetben esik majd szó.

A repedéssűrűség eloszlását vagy az azzal ekvivalens

mennyiséget többféle módon is megkaphatjuk, akusztikus lyukfal-televíziós mérésből, magzskenneres képből vagy a fúrómagok leírásából származó töredezettségi adatokból.

A repedések irány szerinti és dőléseloszlását mélyfúrás-geofizikai oldalról akusztikus lyukfal-televíziós (BHTV¹) felvételek alapján vizsgálták. A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) ImaGeo magzskenner² berendezés (MAROS, PALOTÁS 2000) hasonló adatrendszerét a BHTV alapján orientálják, így az az irány szerinti eloszlás szempontjából nem független adatrendszert szolgáltat. (Ezzel szemben olyan értelemben független, hogy a magzskenner-értékelésben a statisztikai súlypont inkább a zárt és kitöltött repedéseken van, míg a BHTV repedés-eloszlásában kizárólag olyan repedések szerepelnek, amelyek mechanikai tulajdonságaikban biztosan különböznek a környezetüktől, és nem szerepelnek köztük az 1 mm alatti hajszál-repedések.) A repedések irány- és dőléseloszlása egyaránt fúrólyukirányba eső látszólagos eloszlások, mivel ugyanakkora térbeli repedéssűrűség esetén a fúrólyukra merőleges repedések látszólagos repedéssűrűsége a legnagyobb. Ezt lehet részben helyrehozni a Terzaghi-korrektcióval (TERZAGHI 1965), amely természetesen csak nagyobb számú repedés esetén működik jól.

Eredetileg a Terzaghi-korrektció:

$$S = \frac{1/\cos\alpha_i}{\sum_{i=1}^n 1/\cos\alpha_i}$$

és a statisztikai súlyok összege $\sum S = 1$

ahol α_i az i -edik repedés dőlésszöge és n a kiértékelt repedések darabszáma.

Mivel a repedések száma véges, és az észlelt nagyon meredek repedések száma különösen kicsi, ez a korrekció túl nagy statisztikai súlyt adhat akár egyetlen repedésnek is miközben nem tudjuk a valószínűségi gyakoriságot. Ezért a gyakorlatban a Terzaghi-korrektiót alkalmazzák, ahol a nagy dőlésszögű repedésekre maximálják a korrekció mértékét. Ennek magfüggvénye: $\cos\alpha + f(\alpha)$, ami 75°-nál kisebb dőlésszögekre gyakorlatilag meg kell egyezzen $1/\cos\alpha$ -al, de 90°-nál sem ad egy megadott korlátnál (7) nagyobb szorzót.

A repedés-nyílásszélességről és annak eloszlásáról közvetlen mérés adatunk nincs, mivel még a repedéskimutató eszközökkel is csak kvalitatív információt lehet szerezni. Ennek a BHTV esetén a felbontóképesség szab korlátot. A lyukfal-televíziós képeken ugyan meg lehet különböztetni vékony és vastag repedéseket, ám ezek nem a repedés tényleges vastagságát mutatják, mert a műszer 1 MHz-es adófrekvenciája valójában maximum 1 mm körüli felbontást tesz lehetővé, a menetemelkedés viszont 4 mm két mélységgpont között, így az 1 mm-es felbontás csak vonalas alakzatokra érvényes. Ennek ellenére a jóval vékonyabb repedések nagy része is kimutatható az amplitúdóképen, mert a repedés körül annak létrejöttével kapcsolatosan mindig van egy keskeny tönkremeneteli zóna, ahonnan a reflexió gyengébb, vagyis a tényleges zavart zóna a legtöbb vékony repedésnél is már a műszer felbontásánál széle-

¹ Akusztikus lyukfal-televízió a lyukfal akusztikus nyalábbal történő letapogatásából képet előállító eszköz.

² Az ImaGeo magzskenner a fúrómag külső felületéről digitális fényképet készítő automata berendezés.

sebbnek mutatkozik. A reflexióidő-képen viszont a felbontás mérete alatti repedések egyáltalán nem látszanak, még ha nyitottak is. A vastagabb repedések esetében az előbbiek értelmében általában az várható, hogy a BHTV amplitúdó-képen is vastagabbnak mutatkoznak. Ilyen értelemben tehát ez egy olyan információ, amely éppen a mag kivétele miatt a fűrómagon nem jól vagy egyáltalán nem vizsgálható, míg a BHTV-kép alapján relatív rangsor állítható fel. Főleg a nagyobb repedések esetében a magvizsgálatok erre nem adnak információt, hiszen ha a repedések nyitottak, szétválik a mag, és emiatt a legtöbb esetben megállapíthatatlan a nyílásszélesség. Közvetett kvalitatív információként számítható a vezetőképesség és a porozitás, illetve a vezetőképesség és az akusztikus Δt közötti összefüggés is.

A repedéshosszúságról még a nyílásszélességéhez hasonló közvetett információt sem lehet szerezni, egyszerűen feltételezzük, hogy az a nyílásszélességgel egyenesen arányos. Más mérési adatokat is hasonló logika alapján terjeszthetünk ki a fűrés körüli térbe. Az indikáció vertikális mérete nagy valószínűséggel arányos a horizontális mérettel. Ez a feltételezés, habár nagyon kvalitatív jellegű, a priori ismeretek híján mégsem helyettesíthető mással egy alapvetően rétegzetlen közegben, ami egyszerűen abból a triviális tényből következik, hogy a fűrés információk csak vonal menti mintavételt jelentenek. A repedések relatív nyílásszélességére az egyes fizikai paraméterek egymáshoz való viszonyából következtethetünk. Ilyen paraméterek az elektromos ellenállás és az akusztikus paraméterek.

A repedezett kőzetek fajlagos elektromos ellenállása

Az alábbiakban előbb a repedezett kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának kvalitatív leírását, majd a repedezett kőzetek fajlagos elektromos vezetőképességének kvantitatív modelljét ismertetjük.

A repedezett kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának kvalitatív leírása

A kőzetek elektromos ellenállása repedezett kőzetekben a repedezettséget és az agyagásványos bontást mutatja ki. Ez alól kivételt csak a vezető, illetve félvezető ércásványokat tartalmazó kőzetek jelentik, ugyanis a kőzetalkotó ásványok általában szigetelő, ami azt jelenti, hogy elektromos ellenállásuk 10^6 ohmm-nél is nagyobb, sőt inkább a 10^9 – 10^{11} ohmm tartományba esik (EGERER, KERTÉSZ 1993). Ezzel szemben még az üde, bontatlan kristályos kőzetek fajlagos elektromos ellenállása is gyakorta jóval alacsonyabb ennél, pár ezer ohmm. Általában még a legnagyobb fajlagos ellenállású kőzetek ellenállása sem nagyobb pár százezer ohmm-nél. Ennek az ellentmondásnak a feloldása a mikrorepedezettség vezetőképességet növelő hatásában rejlik.

A mikrorepedéseket általában kötött víz tölti ki. Elektromos szempontból tehát a bontatlan (üde) mátrixot szigetelőnek, vagyis végtelen ellenállásúként kezelhetjük, így az elektromos vezetőképesség, ha az agyagásványos bontástól eltekintünk, lényegében csak a porozitás nagyságának, a pórusok térbeli eloszlásának és a póruskitöltő folyadék vezetőképességének függvénye.

A póruskitöltő folyadék eredő elektromos ellenállása állandó fajlagos szabadfolyadék vezetőképesség mellett is az átlagos repedésméret függvénye, mert a kőzetek belső felületén nagy ionkoncentrációjú, adszorpciósan kötött vízréteg alakul ki. A többleti kationok nagy koncentrációja miatt az adszorpciósan kötött víz vezetőképessége jóval (egy-két nagyságrenddel) nagyobb, mint a szabad vízé. Ennek következtében a kőzet eredő elektromos vezetőképességét az adszorpciós kettős réteg határozza meg (Dual Water-modell, CLAVIER et al. 1977).

A Dual Water-modell eredetileg agyagos homokkövekre dolgozták ki, azonban a felületi jól vezető réteg a repedésekre is igaz.

Az adszorpciós kettős réteg kialakulása az ásványok felületén jelenlévő lekötetlen vegyértékekből és a víz poláros tulajdonságaiból adódik. Ez főleg az agyagásványokra jellemző, ám kisebb mértékben mindenhol jelen van. A kőzetfelületeken mindig található rácshiba eredetű felületi töltések. Az agyagásványok a kristályrácsban található Si-Al helyettesítések miatt negatív töltésűek, ezért a külső felületükön nagymennyiségű kationot kötnek meg. A negatív töltések és a közvetlenül a felülethez legközelebbi, ahhoz kapcsolódó kationok alkotják a Helmholtz-féle kettős réteget. A Helmholtz-féle kettős réteg azonban csak durva közelítés, mert a kationokat polarizált vízmolekulákból álló szolvátburok veszi körül. A szolvátburokkal körülvezt kationokból álló réteg a Dual Water-modell (CLAVIER et al. 1977) Stern-rétege. Az ionatmoszférával övezett kationok jóval nagyobb helyet foglalhatnak el, mintha csak a nélkül lennének jelen. Ezért egy rétegben nem tudják kiegyenlíteni az ásványok felületi — az agyagásványok esetében negatív — töltését. Ennek elektromos kiegyenlítése miatt kapcsolódik kifelé a Dual Water-modellben feltételezett Gouy–Chapmann-réteg, amely a tényleges adszorpciósan kötött réteg. A Stern-réteget és a Gouy–Chapmann-réteget együtt nevezik adszorpciósan kötött kettős rétegnek.

Az adszorpciós kettős réteg vastagságát, ha szabad folyadék is van jelen, a felületi töltéssűrűség és a szabadfolyadék ionkoncentrációjának aránya, valamint a hőmérsékletből eredő ionmozgékonyágsságbeli különbségek szabják meg. Az adszorpciós kettős réteg vastagsága tehát, ha minden egyéb fizikai paraméter rögzítünk, állandónak tekinthető. Az adszorpciósan kötött réteg összterfoga 0,1 mikron vastagságúnak feltételezett agyagpikkelyek esetén körülbelül 10-15% porozitásnak felel meg.

A szubkapillaris vizek az egyes agyagásvány-halmazok közt már nem igazán számíthatók magához a szilárd anyaghoz, mivel a mennyisége az anyag állagától, tömörödöttségétől is függ, tehát a litológiai számításoknál célszerű a porozitáshoz számolni.

Az elektromos ellenállást kialakító másik tényező az elektromos vezetés úthossza, amit az áramút tekervényessége, a tortuozitás határoz meg.

Állandó porozitás mellett, ha a repedések mérete jóval nagyobb, mint a kötött vízréteg vastagsága, akkor minél nagyobb a repedések száma, annál nagyobb a fajlagos felület, és annál nagyobb a vezetőképesség.

Ha a kötött vízréteg vastagsága egy nagyságrendbe esik a repedések nyílásszélességével (mikrorepedések), akkor a tortuozitásváltozások hatása dominál inkább (1. ábra).

Az utólagos nem vezető ásványkiválások (kalcit, kvarc) az eredetileg egységes vezető síkként leírható repedést tekervényes pórusszatorna-rendszerre változtatják. A repedések felszínén található mikroegyenetlenségek miatt az ezekkel összemérhető kis repedés-nyílásszélességek tartományában a nyílásméret-csökkenés lényegében hasonló eredményre kell, hogy vezessen, mint a mineralizáció esetében, vagyis a tortuozitás erőteljes növekedésére. A döntően csak mikrorepedéseket tartalmazó kőzetben az elektromos ellenállás erősen nő az átlag nyílásszélesség kis csökkenésénél is. A kristályos kőzetekben a mélységgel növekvő rétegeterheléses nyomás hatására a mikrorepedések nyílásszélessége csökkenhet, így emiatt nő a tortuozitás és ezzel a fajlagos elektromos ellenállás.

A repedezett kőzetek fajlagos elektromos vezetőképességének kvantitatív modellje

A szemcseközi porozitású kőzetekhez hasonlóan a repedezett kőzetekben is ugyanazokkal a fizikai jelenségekkel kell számolni, vagyis érvényes a Dual Water-modell. Egy repedés falától távolodva a távolsággal fordítottan arányosan változik a vezetőképesség (2. ábra).

Az „a” ábrán a pórus vagy repedés falától való távolsággal a vezetőképesség folyamatosan változik (fekete vonal), ennek közelítő modellje, hogy a vezetőképesség az adszorpciós rétegen belül állandó (piros vonal). A „b” ábrán egy repedés eredet vezetőképességének változása látható a repedés-nyílásszélesség függvényében.

A Dual Water-modellben feltételezett pórusfalhoz közeli redukálhatatlan kötöttvíz-réteget a modellszámításban konstans vezetőképességűnek lehet feltételezni³, és csak azon kívül csökken a többleti ionkoncentráció exponenciális függvény szerint. Az alábbi képlettel írható le a piros görbével jelzett vezetőképesség-változás (2. ábra, b) egy repedésen belül:

$$\sigma = \sigma_2 \text{ ha } x < x_a \text{ és } x > D - x_a \\ \sigma = (\sigma_2 - \sigma_1) \cdot a \cdot \exp(-(x - x_a)/b) + a \cdot \exp(-(D - x_a)/b), \\ \text{ha } x_a < x < D - x_a$$

Ez a feltételezés egyenértékű azzal is, hogy kis repedésvastagságoknál a redukálhatatlan kötött vízréteg összemérhető a repedésvastagsággal, és a redukálhatatlan

réteg valóságos belső vezetőképességi eloszlása egy feltételezett átlagértékkel jelenik meg.

A pórusfaltól távoli szabad víz vezetőképességét szintén konstansnak lehet venni a modellszámítás során.

Egy repedés elektromos ellenállása, ha a repedést vékony lemezként modellezzük a felületi adszorpciós kettős réteget is figyelembe véve, a repedésvastagságának függvényében a 2. ábra, a-n látható görbe függvényének integráljával számítható,

$$\sigma_c = 2 \int a \cdot \exp(-(f_a - f_a)/b) + \sigma_0$$

és a 2. ábra, b szerint alakul. A modellezési görbe szerint a vékony repedéseknél jóval erősebb a vezetőképesség vastagságfüggése, mint a vastagabbaknál, vagyis a tortuozitás hatásának feltételezése nélkül is egy repedést tekintve a vezetőképesség–vastagság–függés két jól elkülöníthető szakaszra bomlik. A vékony repedések szakaszán a vastagság összemérhető az adszorpciós kettős réteggel — amelynek feltételezett vezetőképessége egy-két nagyságrenddel nagyobb, mint a szabad vízé —, míg a második szakaszon az adszorpciós kettős réteg hatása elhanyagolható. Az ábrázolt függvény monoton növekvő, mert egy repedésről van szó, és ezért a nyílásszélességgel együtt nő a porozitás is. A tapasztalattal összhangban van, hogy a feltételezhetően főleg nagy nyílásszélességű repedéseket tartalmazó, mechanikailag bontott kőzetekben csak mérsékelt vezetőképességbeli különbségeket jelez előre a repedés-nyílásszélesség változásával. Más szóval ez azt jelenti, hogy a sok nyitott repedést tartalmazó, de szeizmikus szempontból egybefüggő nyíróhullám-terjedésre alkalmas közeg és a hasonló belső fajlagos felülettel rendelkező reziduális törmelék közt az elektromos vezetés szempontjából alig van különbség (az utóbbira jellemző akusztikus hullámterjedési sebesség jóval kisebb, mint az üde bontatlan kőzeté).

A vezetőképesség állandó porozitás mellett:

$$\sigma = \Phi \left[\left(\frac{f_a - 2d_a}{f_a} \right) \sigma_1 + \left(1 - \left(\frac{f_a - 2d_a}{f_a} \right) \right) \sigma_2 \right] / f(t)$$

ahol:

- f_a a repedés vastagsága
- d_a az adszorpciós kötött réteg vastagsága⁴,
- σ_1 a szabad folyadék vezetőképessége,
- σ_2 a kötött folyadék vezetőképessége,
- $f(t)$ tortuozitással arányos mennyiség.

Az $f(t)$ -t első közelítésben az $f(t) \approx f_a / (f_a - 2d_a)$ kifejezéssel arányosnak lehet tekinteni, vagyis a repedés-nyílásszélesség növekedésével csökken a tortuozitás. Az adszorpciós réteg vastagságánál kisebb nyílásszélességű repedések esetén a kisebb nyílásátmérőjűnek a nagyobb tortuozitás miatt egyben nagyobb a várható elektromos ellenállása is. A 3. ábra a vezetőképességet a repedésvastagság (f_a)

³ Állandó hőmérsékleten és a szabadon mozgó folyadék állandó ionkoncentrációja mellett.

⁴ Felületen kötött elektromosan jól vezető iondús vízréteg, részletesebb magyarázat „A repedezett kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának kvalitatív leírása” című részben.

függvényében, a d_p , σ_1 , σ_2 és $f(t)$ mennyiséget konstansnak véve ábrázolja, a görbék a hozzájuk tartozó porozitásban különböznek egymástól.

Látható, hogy egy bizonyos pórusátmérő felett rögzített porozitásnál a vezetőképesség konstanshoz tart, amit a szabad víz vezetőképessége határoz meg.

A repedezett kőzetek akusztikus tulajdonságai

Akusztikus szempontból a repedezett kőzetek kemény formációk, vagyis az alapkőzetben a transzverzális hullám terjedési sebessége meghaladja a fúrófolyadékban terjedő longitudinális hullám sebességét.

Első közelítésben feltételezhető, hogy a kőzetmátrixra jellemző akusztikus hullámterjedési idő konstans, vagyis a hullámterjedési idő alapvetően a kőzet mechanikai állagától függ, csak kis mértékben annak kémiai összetételétől.

(Ez a feltételezés a nagy sebességek tartományában természetesen nem igaz, mert ott a petrológiai jellemzőkkel kapcsolatos szilárdságtani jellemzőbeli különbségekből adódó változatosságot regisztráljuk, vagyis az akusztikus paraméterek a természetes gamma-méréshez hasonlóan a kőzet anyagával kapcsolatos információt adnak. Figyelembe kell venni azonban, hogy az üde kőzetek paraméterei nagyjából egy 50 és/m széles tartományban változnak, ami körülbelül 10%-os porozitásváltozásnak felel meg. A gyakorlatban egy fúrásán belül a kőzet anyagából eredő teljes változás tartománya maximálisan ennek az egyharmada, még metamorf kőzetek esetében is).

Az abszolút mérési hiba az időmérésnél konstansnak tekinthető, mert többnyire ciklusgrásból ered, ám emiatt a sebességmeghatározás hibája a sebességgel arányosan nő. Egy félperiódus hossza 20 kHz frekvencia mellett 25 μ s, ami 5000 m/s kőzetsebesség mellett 2 m szondahosszat feltételezve 300 m/s sebességmeghatározási hibát jelent. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy a Δt szempontjából a kőzettani különbségekből eredő meghatározási hiba a mérési hiba nagysága körüli, tehát a geomechanikai tulajdonságok vizsgálatánál elhanyagolható.

Az akusztikus hullámcsomagfajták, a longitudinális, a transzverzális és a Stoneley-hullámok terjedési sebességeinek egymáshoz való viszonya nagymértékben a kőzetváz nyíróerőkkel szembeni ellenállásától függ.

A zárt mikrorepedezettség pusztán mennyiségi növekedése, ha az egyes repedések mérete változatlan, elvileg csak a repedés-darabszám arányában, lineárisan növeli a hullámterjedési időt. Ez azonban nem egyezik a megfigyelésekkel. A hullámterjedésre hatással levő mikrorepedések egymással valamilyen kapcsolatban állnak⁵, míg az önálló, egymással kapcsolatban nem lévő mikrorepedések a legrövidebb idejű út hosszára teljesen hatástalanok is lehetnek, mert az energiaterjedés útvonalából kieshetnek. Bár a terjedési időt nem csökkentik, ez utóbbiak is abszorbeálhatják a terjedő hullám energiájának egy részét.

⁵ A hullámterjedési út hosszát befolyásoló módon összekötöttek.

Az akusztikus hullámterjedési időt jelentősen megnövelheti az agyagosság is, ami összetett jelenség, a közvetlen mátrixhatásból, illetve a változó kötöttvízmennyiség hatásától áll. A kérdés az, vajon maga az agyagásványosodás vagy a kötött vízhez kapcsolódó geometriai effektus a jelentősebb, amit a neutronporozitás- Δt -keresztidiagram alapján vizsgáltunk (4. ábra).

A neutronporozitás- Δt -keresztidiagram hat — gránitban mélyült — fúrás méréseit felhasználva, az adatokat 1 m-enként átlagolva készült. A keresztidiagram igazolja, hogy az akusztikus hullámterjedés szempontjából meg kell különböztetni a mátrixra jellemző Δt -t kevésbé befolyásoló agyagásványosodást — például a hidrotermás úton létrejött kloritosodást⁶ — a Δt -t jelentősen megnövelő agyagásványos bontástól. Ez utóbbi feltehetően alacsony hőmérsékleten jött létre, és jelentős mennyiségű reverzibilisen eltávolítható kötött vizet tartalmaz. Ennek a víznek nagy része nem adszorpciósan kötött, hanem szubkapilláris víz, amit lényegében az összporozitáshoz számíthatunk.

Az akusztikus terjedési sebesség modellezéséhez a reálisan számbajöhető porozitástartományban (az üde, felszíni hatásoktól mentes kőzetekre, nagy sebességeknél) a Raymer-Hunt-összefüggés közel hasonló eredményt ad, mint a Wyllie-egyenlet⁷, ezért az elektromos tulajdonságok és az akusztikus hullámterjedési sajátságok közti összefüggés szempontjából mindegy, hogy melyik összefüggést vesszük figyelembe. A Raymer-Hunt-összefüggés repedezett kőzetekben valamivel kisebb terjedési időket ad:

$$V \text{ (m/s)} = (1 - \Phi)^2 V_m + \Phi^2 V_f.$$

Feltételezve, hogy az eredetileg 0,1%-os porozitást képviselő, átlag 10 μ m vastag mikrorepedések a fellazulás következtében 50-szeresére tágulnak, akkor 5% porozitás mellett 0,5 mm vastag repedéseket kapunk. Ekkor az akusztikus sebesség az átlagidő-egyenlet alapján várhatóan 700-800 m/s-ot csökken, ami az eredeti, 5 500 m/s-nak feltételezett sebesség 1/8-a körüli érték. A mérések alapján a repedésporozitás növekedésével a Δt terjedési időből következően a hullámterjedési útnak is a lineárisnál erősebben kell növekednie. Abban, hogy a fellazult repedezett kőzetekben mérhető, jóval nagyobb mértékű sebességcsökkenések létrejökjenek, a kőzet anyagának bontottsága (főként agyagásványosodás) is szerepet játszik. A nagyobb vastagságú repedéseknél azonban jelentős sebességcsökkentő tényező a repedések kétdimenziós jellegéből adódó geometriai effektus, ami összességében inkább a Raymer-Hunt-egyenlet használatát indokolja. Látható, a hullámterjedési sebesség nagysága a mállási övben elsősorban a kőzetmátrixban megtehető úthossz átlagos nagyságától függ, és csak kis porozitásoknál van lineáris összefüggés a porozitás és a V_p közt.

⁶ A kloritot a mélyfúrás-geofizikai szakirodalomban általában az agyagásványok közé sorolják (SERRA 1984).

⁷ $\Delta t = \Phi \Delta t_f + (1 - \Phi) \Delta t_m$, ahol Δt_f és $\Delta t_m \approx$ a folyadékra illetve a kőzetmátrixra jellemző akusztikus hullámterjedési idő.

A neutronporozitás– Δt -keresztidiagram kis Δt -vel jellemezhető (nagy sebességű) tartományában a pontfelhő alsó határához húzott egyenes egyfajta mátrixvonalnak tekinthető, amelynek egyenlete a konkrét esetben a következő (4. ábra):

$$\Delta t (\mu s) = 172,5 (\mu s) + 0,8\Phi_N (\%)$$

Vagy más formában a kompresszió sebességre felírva:

$$Vp(m/s) = \frac{1000000}{\frac{1000000}{5800m/s} + 0,8\Phi_N (\%)}$$

Ez a burkoló egyenes azoknak a pontoknak a halmazát határolja, ahol adott neutronporozitás mellett az akusztikus Δt minimális. Ez fizikailag azt jelenti, hogy a burkoló egyenesen levő pontok esetében a Δt növekedése kizárólag a kőzetmátrix neutronporozitásának növekedésével kapcsolatos, elvileg nincs köze a valódi porozitáshoz.

Ebből következik, hogy a grániton belül, ahol a kloritosodás maximális mértéke a Φ_N – Δt -keresztidiagram szerint nem lehet több mint 30%, az ahhoz tartozó maximális Δt is csak 184 $\mu s/m$, vagyis 5440 m/s. Az ebből az összetételből származó maximális különbség mindössze 360 m/s-nak adódik, vagyis az ingadozás mértéke $\pm 3,2\%$, ami az 5620 m/s középérték körül van. Ezt figyelembe véve, az 5600 m/s-nak megfelelő 178 $\mu s/m$ -nek véve a mátrix Δt -jét, a számított porozitás hibája $\pm 1,14\%$ -nak adódik, ami csak kis porozitásoknál jelentős.

Látszólag tehát a sebesség közelebbi kapcsolatban van a porozitással a kis porozitású kristályos kőzetek esetében, mint a többi porozitáskövető módszer.

Meg kell említeni azonban, hogy ez valóban csak a látszat, mivel a Δt -meghatározás esetében a hullámkép 4 μs -os mintavételi köze valójában alig kisebb, mint ami a mátrix kloritosodása miatti sebességkülönbségek figyelembe nem vételéből adódó $\pm 5,6 \mu s$ -os hiba.

Ebben az esetben viszont az alacsony hőmérsékleten létrejött agyagásványosodáshoz kapcsolódó kötött vízzel kitöltött porozitást az összporozitáshoz számítjuk, mert mindhárom porozitáskövető módszerre jelentős hatással van. A hidrotermás képződmények látszólagos neutronporozitása viszont valóban csak látszólagos, és nem számítható az összporozitáshoz, mert csak a neutronporozításra van számottevő hatással.

Másmilyen típusú kristályos, de szintén kétkomponenses mátrixú kőzetben ez a keresztidiagram hasonlóan alakulna, csak az egyenlet lenne más. A „klorit” komponens Δt -jét annak az elméleti neutronporozitását (47,5%) a burkoló egyenes egyenletébe behelyettesítve lehet megkapni⁸. Ez 210,5 $\mu s/m$ vagy 4750 m/s, ami lényegében

⁸ A Western Atlas kiértékelő segédletben a klorit hidrogénindexe 0,32-nek van megadva, míg a kaolinité 0,37-nek, azonban a sztöchiometriai képletből egyaránt 0,36 adódik a kloritra és a kaolinitre is. A kaolinit neutronporozitása 47%, és nincs olyan ok, ami miatt ne lenne legalább egyenlő a két ásvány neutronporozitása is. A vastartalom miatt a klorit neutronporozitásának kellene nagyobbak lennie (Western Atlas 1985).

megegyezik a Bodai Aleurolit Formáció Vp sebességértékével.

A Bodai Aleurolit Formáció egy erősen konszolidált perm korú, viszonylag nagy albitartalmú agyagkő formáció a Mecsek hegység nyugati részén.

A formáció egy argillitkőzet, viszont geomechanikai szempontból nagyon hasonló a gránitához. A neutronporozitás és az akusztikus Δt közötti összefüggés konszolidált argillites kőzetben hasonló ahhoz, ami mélységi magmás kőzetekben észlelhető (7. ábra). Ebből következtetve agyagásványok jelenléte csak akkor befolyásolja számottevően az akusztikus terjedési sebességet, ha azok szárítással is eltávolítható szubkapilláris és kapilláris vizeket tartalmaznak.

Az eddigiek alapján megállapítható, hogy amíg az elméleti neutronporozitás egy rögzített érték, amely kapcsolatban van a sztöchiometriai képlettel, a Δt nem lehet ilyen kapcsolatban az anyagi minőséggel, csak ha a kőzet repedezésmentes, és a kőzetmátrixhatás a domináns. A kiértékelő görbesereg általános egyenlete, amelyet a továbbiakban módosított Raymer-egyenletnek nevezünk, a következő:

$$\Delta t (\mu s/m) = 1/(V_m (100-(F+\Phi_m)/(100-\Phi_m))^{2,75} + V_f ((\Phi-\Phi_m)/(100-\Phi_m))^{2,75}),$$

ahol Φ_m = a mátrix neutronporozitása.

A $\Phi_m = 0\%$ paraméterű görbe fejezi ki a teljes porozitás (Φ) és a Δt közti kapcsolatot.

Mivel a F porozitást kifejezve kétértékű a függvény, ezért ahelyett ennek exponenciális közelítését $\Delta t = 172 (\mu s/m) e^{0,03378\Phi}$, $r^2 = 0,998$ regresszióval célszerű használni.

Ebből Φ (%) = 29,6 ($\mu s/m$) $\times \ln(\Delta t) (\mu s/m) - 152,35$ (5. ábra).

Megjegyezzük, hogy ez az egyenlet helyes eredményt ad a víztelített löszre (a 4., 5. és 6. ábra legnagyobb Δt -jú pontfelhőjének maximális porozitású része) és a pleisztocén homokokra is, ezért általánosabb érvényűnek mondható, mint a kitűzött feladatból következik.

A szerző más területeken, több porozitáskövető módszer eredményének összehasonlításával jutott erre a következtetésre, aminek kifejtése nem fér e cikk keretei közé.

Ennek valószínű oka, hogy akár repedezett kristályos kőzetről, akár pannóniai üledékekről van szó, mindegyik esetben a mátrix cementáltsága, hozható kapcsolatba az akusztikus hullámterjedési idővel. A közös pont valójában a kőzetmátrixban átlagosan megtehető úthossz, amely annál nagyobb, minél cementáltabb a kőzet. A kőzet cementáltsága viszont laza üledékes kőzetekben a porozitással fordítottan arányos. Repedezett kőzetek esetében viszont feltehető, hogy a kőzetmátrixban átlagosan megtehető úthossz fordítottan arányos a repedéssűrűség valamilyen egynél magasabb hatványával. A repedéssűrűség és az összporozitás (Φ) kis porozitások esetén egyenesen arányosak egymással, a nagyobb repedéssűrűségek viszont nem feltétlenül jelentenek nagyobb porozitást is, amit a jelen tanulmány „A repedéssűrűség összevetése mért és

számított fizikai paraméterekkel” című része empirikusan meg is mutat.

A Δt , legalábbis a kőzetmagmintákon mért geomechanikai paraméterek és a mélyfúrás-geofizikai mérésekből számított paraméterek összehasonlítása alapján, függ a nyomástól is. A kiértékelő táblázatokban (Western Atlas) megadott agyagásványokra vonatkozó Δt -értékek irreálisan nagyok (212 $\mu\text{s}/\text{ft}$ vagy 695 $\mu\text{s}/\text{m}$), gyanúsán közeliek a víz fajlagos akusztikus hullámterjedési idejéhez. Sokkal valószínűbb, hogy a teljesen száraz állapotú agyagásványokra jellemző terjedési sebesség — a csillámokhoz (6 000 m/s) hasonlóan — nagy érték. A kereszt-diagram alsó burkoló egyeneséből kiindulva ez 4 700–4 800 m/s körüli érték (210 $\mu\text{s}/\text{m}$). Ezt igazolja egy tiszta argillitben felvett kereszt-diagram is (7. ábra), ahol az adott neutronporozitáshoz tartozó legkisebb Δt -értékek ennek az értéknek a közelébe esnek, ami csak kb. 30 $\mu\text{s}/\text{m}$ -rel több mint az agyagásványmentes gránitra jellemző érték.

A kereszt-diagramok alapján tehát a rétegszilikátok jelenléte az akusztikus tulajdonságok szempontjából nem jelent túl nagy változást, amit a Mórógyi Gránitra (4., 5. és 6. ábra) és a Bodai Aleurolitra (7. ábra) vonatkozó kereszt-diagramok is alátámasztanak. Ez alapján a nagy sebesség-változás mindenképpen a redukálható víz nagyobb mennyiségéhez kell kapcsolódjon.

Ez a redukálható víz magában foglalja a kötött víz egy részét is, de nem tartozik hozzá a felülethez közvetlenül kapcsolódó, a külső Helmholtz-réteg kationjait hidrátburkokban magábafoglaló réteg. Az $\dot{U}h-4$ fúráson felvett kereszt-diagramon (6. ábra) a kisebb neutronporozitásokhoz is tartozhat nagy Δt , ami egyértelműen a repedezettség hatására utal. Külön figyelmet érdemel, hogy a minimális neutronporozitású és Δt -jú pontból kiinduló görbére is sok pont esik, ami egyrészt a fúrás közeteinek erősebb tektonizáltságát jelzi, másrészt pedig megerősíti azt az elképzelést, hogy a nyitott repedésrendszer jelenléte az, ami az átlagidő-egyenletnél, sőt a Raymer-egyenletnél is jobban növeli a terjedési időt a porozitás függvényében.

Összefoglalva, a Δt -ből számított porozitást elvileg azonosíthatjuk magával a porozitással, mivel a mátrix összetételére csak kevésbé érzékeny, az anyagi összetétel megállapítását pedig a neutronporozitás-sűrűség-kereszt-diagram alapján végezzük el. A kereszt-diagram pontjainak elhelyezkedéséből megállapíthatjuk, hogy a gránitban és valószínűleg más repedésporozitású kristályos kőzetben is a Raymer–Hunt-egyenlet jobban közelíti a tényleges porozitás – Δt összefüggést, mint a Wyllie-féle átlagidő-egyenlet. A konkrét esetben azonban meg kell állapítanunk, hogy a Raymer-egyenlet is csak akkor írja le jól az egész porozitástartományban a Δt porozitásfüggését, ha a kitevő 2,75. A 0% össziporozitásnak megfelelő pontot a kereszt-diagramon az aktuális mátrixporozitás pontja jelöli ki.

A Mórógyi Gránitban történt mérések összehasonlítása igazolja azt a feltételezést, hogy a száraz, csak redukálhatatlan hidrogént tartalmazó mátrix anyagára jellemző akusztikus hullámterjedési idő a porozitáshatástól csak kismértékben függ annak kémiai, ásványos összetételétől.

Az, amit mátrixhatásként értelmezünk, valójában nagyrészt nem tisztán mátrixhatás, hanem az ahhoz kapcsolódó redukálható vizek hatása is benne van. Az agyagásványosodás önmagában csak viszonylag kis mértékben befolyásolja az akusztikus hullámterjedési sebességet, ezzel szemben az agyagosodás az, amelynek esetében valóban nagymértékben csökken a fajlagos akusztikus hullámterjedési sebesség, és hozzá képest viszonylag kis mértékben nő a neutronporozitás. Az agyagosodás az akusztikus hullámterjedés szempontjából azt jelenti, hogy, redukálható víztelítettséget is feltételezünk a kőzetben. A vizsgált mérésanyagok alapján megállapítottuk, hogy a repedezettség hatására nem szükségszerűen jön létre nagymértékű, az egész kőzettér fogatot érintő agyagásványosodás. Ahhoz, hogy a kismértékű repedezettség észrevehető anomáliát okozzon, az agyagásványosodással, illetve később az agyagosodással jelentős mennyiségű pórustér fogatnak kell létrejönnie.

Agyagásványosodásnak csak a gyakori agyagot alkotó ásványok jelenlétét nevezzük, tekintet nélkül a tömörödöttségi állapotra, míg az agyagosodásba beleértjük a hézagok képződését, a mechanikai tulajdonságok romlását és a redukálható vízmennyiség megnövekedését is.

Arra, hogy ez a pórustér fogat valóban létezik is, bizonyíték a radioaktív mérésekből számított porozitás és a BHTV-repedezettség jó korrelációja. A V_p legkisebb értékeinél a tektonikai zónákban általában a természetes gamma-aktivitás kis értékei és a neutronporozitás nagy értékei a jellemzők, ami arra utal, hogy a kőzet nagyrészt impermeábilis, mert a pórustér fogat nagyrészt tapadó vízzel van kitöltve.

A repedéssűrűség összevetése mért és számított fizikai paraméterekkel

A lyukfalleképező eszközök indikációit többféle módon lehet kvantitatívan is összehasonlítani a többi mélyfúrás-geofizikai módszerrel. Ehhez azonban a képet mélység szerinti görbévé kell átalakítani. Az akusztikus BHTV esetében az első kézenfekvő lehetőség, hogy az egyes alkotók mentén felvett amplitúdógörbéket összeadjuk, átlagoljuk, majd az akusztikus sebességekkel összehasonlítjuk (8. ábra)

Az összehasonlítás másik lehetősége, hogy a repedés-indikációkból repedéssűrűséget képezünk. A repedéssűrűség-szelvényt a BHTV tadpole-kép összes repedésindikációja alapján állítjuk elő, úgy hogy az 1 m-re eső repedésszámot ábrázoljuk, ugyanakkor az RQD-nek mint a repedezettséggel arányos mennyiségnek és a karotázis-paramétereknek a kapcsolatát is vizsgáltuk. A repedéssűrűséget a repedések kategóriái szerint több változatban is ábrázolni lehet (9. ábra).

A fúrásból kivett kőzetmagminta tagoltságára és bontottságára jellemző mennyiség, definíció szerint az RQD (%) a 10 cm-nél hosszabb kőzetmagminta-darabok összhosszúsága a vizsgált szakaszon belül / a vizsgált szakasz hosszúsága hányados szorozva

100-zal. A 10 cm-nél hosszabb, de nem kemény állagú magdarabokat nem számolják az ép maghosszúsághoz (DEERE 1964).

Az ábrán a repedéssűrűség-szelvények közül a teljes szinuszt adó, vagyis körbefutó repedések és az elektromos ellenállásgörbe a leginkább hasonló lefutásúak.

Azok az üledékes kőzetek, amelyekben BHTV-vel lehet mérni, gyakorlatilag a repedezett kőzet kategóriába tartoznak. A különbséget az jelenti, hogy az eredeti rétegzettség is jelentkezik a lyukfalleképző módszereknél, vagyis ezek a kőzetek olyanok, mintha irányított szövetük lenne. Ezzel a jelenséggel például a gránithoz hasonlóan szeizmikusan kemény Bodai Aleurolit Formációban is számolni kell.

Mélyfúrás-geofizikai szempontból szeizmikusan kemény kőzet az, amelyben a V_s nyíróhullám-sebesség meghaladja az 1500 m/s-t, vagyis a hullámképfelvételen a nyíróhullám-beérkezés kimutatható. Ez a gyakorlatban legalább 3000 m/s V_p kompressziósebességnek felel meg. A talajmechanikában már 800 m/s V_s -sebességtől konszolidálnak számít a kőzet.

Az összehasonlításnál elsősorban a kőzet porozitásával valamilyen formában összefüggő fizikai paramétereket, illetve a belőlük származó mennyiségek és a repedéssűrűség összefüggését vizsgáltuk. A teljesség kedvéért, a repedezettségnek nemcsak a többi paraméter repedéssűrűséggel fennálló, hanem azok egymás közötti kapcsolatait is elemezzük. Tekintetbe véve, hogy a tényleges repedéstérfogat az üde, bontatlan, szabad szemmel porozitásmentes gránitban elhanyagolható (1% körüli) kell legyen, a nukleáris porozitáskövető módszerekből keresztmetszeten felvett paraméterek alapján számolt porozitások túl nagyok, gyakran 10% feletti.

A BHTV-mérésből származtatott repedéssűrűség és a nukleáris mérésekből számított porozitás (a neutronporozitásból, valamint a sűrűségből számított eredő porozitás) a felszíni hatásoktól nem érintett üde gránitban ennek ellenére jól korrelál egymással. (7. ábra) Figyelembe véve, hogy a neutronporozitás korrelációja a sűrűséggel valódi pórus-térfogatra utal, vagyis a kis repedéstérfogathoz viszonylag jelentős, a mátrixporozitást növelő hatást kell feltételeznünk. Ebből következik, hogy ahol jó a görbék közti illeszkedés, ott feltehetőleg csak olyan vízmolekulákkal kitöltött pórustér létezik, amely valamilyen formában a repedésrendszerhez kapcsolható. A tényleges repedés-porozitással együtt ez a pórustér tekinthető a teljes vagy összporozitásnak, amely egyaránt magába foglalja a kötött vizet és a szabad pórusvizet is. Az így létrejött porozitás nagy részét a keskeny repedések esetében feltehetően kötött víz tölti ki, mivel ez főleg a repedésekkel kapcsolatos agyagosodáshoz tartozik, a tényleges repedéstérfogat csak kis része a teljes pórustérnek. Lényegében ennek a megnövekedéséhez, a mikrorepedezettséghez és az azzal kapcsolatos agyagos elváltozásokhoz köthető a sebesség nagyobb arányú lecsökkenése is a bontott zónákban. A különböző mért és számított görbék az üde gránitban csak kevéssé térnek el egymástól.

A V_p görbe menete 125 m-nél kisebb mélységben (mállási öv) tér el jelentősen a számított porozitásától. Ha

a teljes harántolt gránit anyagú intervallumot kívánjuk leírni egyetlen egyenlettel, akkor a paraméterek közti összefüggés nem lehet lineáris, vagyis nem érvényes a Wyllie-egyenlet (11. ábra, bal szélső oszlop). Alternatív megoldásként a mállási övre az üde gránittól eltérő paraméterekkel lehet még felírni az átlagidő-egyenletet. Nagyon hasonlóan alakul egymáshoz képest a repedéssűrűség és a porozitás viszonya is (11. ábra, bal 2. oszlop), vagyis a mállási övben a repedéssűrűség jobban felerősödik, mint ami a számított effektív porozitásból adódna. Ebből következik, hogy a repedéssűrűség és a V_p görbe (11. ábra, jobb szélső oszlop) illeszkedése is sokkal jobb, mint a porozitás- V_p -páré.

A gránit agyagásványos bontottságakor a radioaktivitás csökkenése és a neutronporozitás növekedése egymással összefüggő folyamat, ezért a kettő hányadosa jellemző a bontás mértékére. Bontási indexnek azonban mégsem a hányadost, hanem a $P = \arctg(\text{természetes gamma/neutronporozitás})$ mennyiséget célszerű használni (Zilahi-Sebess 2004). A P függvényvel azt fejezzük ki, hogy a neutronporozitás – természetes gamma-keresztmetszeten minden pontját egy látószöggel (vagyis egy irányvektorral) jellemezzük, elkerülve, hogy a bontatlan kőzet különböző bontottsági indexeket kapjon a változatos természetes-gamma-szintből eredő különböző hányadosok miatt. A bontatlan kőzet neutronporozitása kicsi (<5%), ezért az azt képviselő pontok a keresztmetszeten gyakorlatilag mind azonos irányban látszanak. A bontás mértékének a szögelfordulást tettük meg. Minél kisebb a számított szög, annál bontottabbnak számít a kőzet.

Az elektromos ellenállásgörbe menete a mállási övben jóval közelebb áll a szerző által definiált $P = \arctg(Tg/Por)^9$ kémiai bontottsági index görbe menetéhez (ennek kis értékei jelentik a nagyobb agyagosodást), mint a repedéssűrűségéhez. Az elektromos ellenállás és a bontottsági index közt általánosságban jobb a kapcsolat, mint az ellenállás és a repedéssűrűség vagy az ellenállás és a V_p közt. Ez megfelel az elektromos vezetőképesség repedés-felületekkel arányos jellegének. A mállási övben, ahol zömében szélesebb repedések is vannak, viszonylag sok kis vezetőképességű póruskitöltő fluidum is jelen van. A kémiai bontottsági index jó korrelációja az ellenállással éppen abból származik, hogy a vezetőképességet a mállási övben ugyanúgy a felületek agyagásványos elváltozása hozza létre, mint a neutronporozitás növekedése és a radioaktív anyagtartalom közti kapcsolatot.

Az egész vizsgált tartományban (üde gránit és mállási öv) a jó kapcsolatok lényegében lineáris jellegű vagy azzá transzformálható kapcsolatot jelentenek. Ilyennek tartjuk az akusztikus sebesség és a repedéssűrűség közti kapcsolatot. Ennek fizikai tartalma az, hogy a hullámterjedési sebesség nagysága elsősorban a kőzetmátrixban megtehető úthossz átlagos nagyságától függ, és csak a kis porozitásoknál van lineáris összefüggés a porozitás és a V_p közt. A bontott zónákban a sebesség lecsökkenése nagyobb arányú, mint

⁹ Tg = természetes gamma aktivitás, Por = neutronporozitás

ami a repedéssűrűség alapján várható, ez feltehetően a nyitott repedésekkel kapcsolatos. A nyitott repedések és az agyaggal kitöltött repedések közös tulajdonsága a szilárd mátrix folytonosságának a megszakadása, illetve az abban folyamatosan megehető út lerövidülése. Az elektromos ellenállás és a V_p közti kapcsolat a mállási övben különbözik az üde gránitban tapasztalhatóétól. Felvetődik a kérdés, hogy lehet a fajlagos akusztikus hullámterjedési idő egyszerre arányos a repedéssűrűséggel és az összporozitással is. Ez nem lenne lehetséges anélkül, hogy a repedéssűrűség arányos lenne az összporozitással. Amint ez nem így van, vagyis a repedések átlagos vastagsága eltérő egymástól, két szakaszon két különböző összefüggés lesz érvényes a repedéssűrűség és a repedések által képviselt térfogat közt. (Lényeges, hogy amit repedéssűrűségként kezelünk, az valójában csak a mérőeszközünkkel kimutatható mérettartományba eső repedések sűrűsége.) Az elektromos ellenállás tehát csak abban az esetben hozható közvetlen kapcsolatba a geomechanikai paraméterekkel, ha a repedésrendszer térfogatával az akusztikus hullámterjedéséhez hasonló a kapcsolata. Más szavakkal az elektromos ellenállás csak addig lehet arányos a repedések térfogatával, amíg igaz az, hogy a felülettel arányos vezetőképesség egybeesik a térfogattal arányossal. Ez a mállási övben természetesen nem áll fenn, mivel a kötött vízen kívüli szabadon mozgó fluidum is jelen van, emiatt az ellenállás-csökkenés a nyitott repedéseknél kisebb, mint ami a teljes porozitásnövekedésből következne.

A keresztmetszeti diagramok (11. ábra) alapján megállapított regressziós egyenletek szerint is a legszorosabb összefüggés az akusztikus Δt , illetve a belőle számított V_p terjedési sebesség és a repedéssűrűség közt van. Majdnem ugyanilyen jó, bár ellentett korreláció tapasztalható a repedéssűrűség és az elektromos ellenállás, illetve annak reciproka, a vezetőképesség közt. A legrosszabb regressziós összefüggés a neutronporozitáshoz és a sűrűséghez számított eredő porozitáshoz és a repedéssűrűség közt van, ám ez is határozottan felismerhető. Meg kell említenünk, hogy a keresztmetszeti diagramok szerinti korrelációt nagyban befolyásolja az információszerzés módja is. Ez közelebbről azt jelenti, hogy a korrelációt befolyásolja a szelvények vertikális felbontóképessége is. Ezt figyelembe véve feltételezhetjük, hogy a valóságos összefüggések szorosabbak, mint ami a regressziós egyenletekből adódna. Például a repedéssűrűség-szelvény eleve 1 méteres átlagokból álló pontokból tevődik össze, ami egyben a mintavételi sűrűséget is jelenti. Ehhez a legközelebb az akusztikus sonda átlagolása van, habár a mintavételi sűrűség 10 cm-es, ami 10 cm-enkénti 2 m-es átlagokat jelent, amelyek elvileg is különbözhetnek egymástól egy méteren belül, amíg 1 m-re csak egyetlen repedéssűrűség-adatunk van. További, a szórást növelő hibaforrás lehet, ha bármelyik szelvénynek van valamekkora saját zaj jellegű hibája is. Az eredő (össz-) porozitás – repedéssűrűség jobb regressziókoeficiensű, mint a kémiai bontottsági index – repedéssűrűség összefüggés. Ennek legfőbb oka, hogy a sűrűségi-szelvényből számított porozitás relatív bizony-

talansága nagyobb, mint a természetes gammáé, ami kihat a regresszióra is.

A repedéssűrűség és a V_p/V_s közti kapcsolat

Változatlan repedéssűrűség és vékony repedések esetében mellett a repedés-nyílásszélesség növekedésének hatására a nyíróhullám-sebesség le kell csökkenjen, ami miatt a V_p/V_s -arány meg kell nőjön, akárcsak az elektromos vezetőképesség is. Ez utóbbi az elektromos vezetőképességi modell következménye (2. ábra).

Ezeket az elvi modellekből eredő következtetéseket a BHTV-mérésnek köszönhetően közvetlenül gyakorlati szelvény példájával, illetve keresztmetszeti diagrammal lehet alátámasztani. A keresztmetszeti diagramokon az elektromos vezetőképességet az RQD tagoltsági értékek, illetve a BHTV-ből származó repedéssűrűség függvényében ábrázoltuk (12. és 13. ábra). A harmadik paraméter a V_p/V_s -arány, amelyet színkóddal jelenítettünk meg. Ahol a V_p/V_s -érték nagyobb ugyanannál a repedezettségi, illetve közzettagoltsági értéknél, nagyobb az elektromos vezetőképesség is.

A 12. és 13. ábra alapján megállapítható, hogy a kisebb V_p/V_s -arányok kisebb vezetőképességhez, vagyis nagyobb ellenálláshoz tartoznak. A repedéssűrűség és a V_p/V_s -arány közt kvalitatíven elvileg egyenesen arányos, bár nem lineáris kapcsolat tételezhető fel. Az ábra szerint az elektromos vezetőképességbeli nagy változást a repedés-nyílásszélesség nagy változása okozza, ami a 2. ábra modellgörbéit igazolja, ugyanakkor viszont felhívja a figyelmet a V_s (nyíróhullám)-sebesség megméréseinek fontosságára is. A vékony, összességében csak kis porozitást képviselő repedéseknél a rögzített V_p/V_s -arány a repedések repedéssűrűségétől független azonos minőségűt (a repedések egyedi geometriai paraméterei azonosnak tekinthetők) jelenti, amiből következően a vezetőképesség a repedéssűrűségétől rögzített vastagság mellett csak lineárisan függ.

A repedéssűrűségétől való lineáris függés a vezetőképesség csökkegmodelljével, illetve az ezzel analóg párhuzamos egyforma vastagságú repedésekből álló elektromosan párhuzamos kapcsolásúnak feltételezett repedésrendszer várható vezetőképességével is összhangban van.

Ez az eredmény igazolja azt a feltevést, hogy önmagában sem a BHTV-vel kiértékelt repedéssűrűség, sem a magtöredezettesség nem hozható közvetlen kapcsolatba az egyéb fizikai paraméterekkel. Ezzel szemben az ismeretük nélkül az elektromos ellenállás és az akusztikus sebesség viszonyára — lényegében a hidrogeológiai viselkedést jellemző — paraméterek (repedésvastagság, vízáteresztő képesség) nem lennének jól alátámaszthatóak. Ezeket a megfontolásokat támasztja alá a karotázsmérésekből empirikus képlettel becsült szivárgásítényező-értékek (ZILÁHI-SEBESS et al. 2004) jó korrelációja a rövid idejű hidraulikai tesztekkel (gyorstesztek, MOLNÁR et al 2000) kapott szivárgásítényező-értékekkel.

Az elektromos ellenállás és az akusztikus hullám-

terjedési sebesség kapcsolatára alapozott lokális közet-modell a következő. Az elektromos ellenállás — porozitástól és repedés-nyílásszélességtől függő — modelljéből, valamint az akusztikus Δt porozitátsfüggéséből kiindulva kapjuk meg a két módszer együttes modelljét, amelyet paraméteres görbeseregként ábrázoltunk.

A vezetőképesség és az akusztikus hullámterjedési idő közti modellösszefüggés a 14. ábra, b-n látható. A modellösszefüggés paraméteres görbeseregként lett ábrázolva, úgy hogy a t esetében a mátrixra jellemző 1 m-re vonatkoztatott terjedési időt konstansnak és kizárólag a porozitás nagyságától függőnek tekintjük (4. ábra). Ha a Δt -t a Wyllie-féle átlagidő-egyenlet szerint számoljuk, akkor az ábrázolás a vezetőképesség–porozitás-összefüggésnek csak a kis Δt -k (nagy sebességek) esetén felel meg pontosan. A neutronporozitás– Δt -keresztábránál megállapítottak szerint a kisebb sebességeknél egyértelműen a Raymer-egyenlethez közelebb a valóságos összefüggés. Mivel a vezetőképesség elsősorban a belső felülettől függ, a porozitás függvényében csak paraméteres görbeseregként ábrázolható, mert a különböző repedésvastagságokhoz ugyanannál a porozitásnál különböző nagyságú belső felületek tartoznak.

A görbék modellparamétere a repedésvastagság. Ugyanannál a fajlagos akusztikus hullámterjedési időnél a legnagyobb repedésvastagság mellett áll elő a legkisebb fajlagos vezetőképesség. A mátrixra konstans fajlagos akusztikus hullámterjedési időt feltételezve ebben a modellben a hullámterjedési idő kizárólag a porozitástól függ. A modell-repedésvastagságot ekvivalens repedésvastagságnak tekintjük, amely ebben a formában csak az elektromos vezetőképesség – Δt viszonyának a magyarázatához elegendő.

Az $\dot{U}h$ -22 fűrés elektromos vezetőképesség – Δt -keresztábrájára feltételezve a modellgörbesereget láthatjuk, hogy az jól illeszkedik a pontokra (14. ábra, b).

Figyelembe véve, hogy a jól vezető adszorpciós kötött réteggel¹⁰, összemérhető mikrorepedések csak elhanyagolható mértékű porozitást képviselnek, hatásuk az akusztikus hullámterjedésre szintén kismértékű. Ha a Δt első közelítésben csak a hézagterefogattól függ, a függése az utóbbi geometriájától is elhanyagolható. Ezzel szemben a vezetőképesség hézagterefogat-függése a vékony — csak iondús kötött vizet tartalmazó — repedéseknél jóval erősebb, mivel e repedések fajlagos vezetőképessége jóval nagyobb, mint a szabad vízé, és még a tortuozitás is erősebben nő a repedés-nyílásszélesség csökkenésével.

Vastag repedések esetén a modell szerint (14. ábra) a helyzet fordított kell legyen, vagyis az akusztikus sebesség nagymértékben ingadozhat, miközben a vezetőképesség csak gyengén változik, hiszen a nagyvastagságú repedéseket nagyrészt a kis vezetőképességű szabad víz tölti ki.

Láthatjuk, hogy a mért értékekből alkotott koordinátájú pontok elhelyezkedése bonyolult modellmegfontolások nélkül is lényegében az elvi összefüggést követi. A

¹⁰ A felületen kötött iondús jól vezető réteg, részletesebb magyarázat „A repedezett kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának kvalitatív leírása” című részben.

valóságos modell természetesen ennél jóval bonyolultabb, hiszen az ilyen viszonylag egyszerű kép felvázolásához számos tényezőt konstansnak kell tekintenünk, mint például a hőmérséklet ionmozgékonyoságra és ezáltal a vezetőképességre gyakorolt hatását, a szabad folyadék sótartalmát, a különböző felületek kationcsere kapacitásbeli különbözőségét, az akusztikus tulajdonságoknál a frekvencia szerinti diszperziót.

Ezenkívül a durva egyszerűsítések közé tartozik, hogy a kristályos kőzetek esetében a porozitásnövekedés egyedüli okaként a repedés-nyílásszélesség növekedését vettük figyelembe.

Az egyszerűsített modell használatát főleg azzal indokolhatjuk, hogy a rögzített paraméterek valójában csak igen lassan változnak a mélység függvényében, vagyis egy több száz méteres mélységszakaszon is valóban konstansként kezelhetők.

A fenti modellmegfontolásokból következik, hogy az elektromos vezetőképesség – akusztikus terjedési idő kapcsolat alapján következtetni lehet a repedések nyitott vagy zárt állapotára is. Természetesen ilyen csak az átlagra vonatkoztatva állíthatunk, és akkor is figyelembe kell vennünk az ekvivalenciákat, mivel a repedések nyitott vagy zárt állapota a módszerek szempontjából nem feltétlenül esik egybe a hidrogeológiai szempontú nyitott vagy zárt állapottal. A repedések zártsága hidrogeológiai szempontból azt jelenti, hogy a repedések csak kötött vizet tartalmaznak. Figyelembe véve, hogy a jól vezető adszorpciós kötött réteggel összemérhető mikrorepedések csak elhanyagolható mértékű porozitást képviselnek, hatásuk az akusztikus hullámterjedésre szintén kismértékű, legalábbis nem nagyobb, mint ami az ösztérfogatok alapján várható.

A repedések zártsága az akusztikus módszer szempontjából valójában azt jelenti, hogy az effektív érintkező felület nagy, ezért a hullámterjedés szempontjából a repedések csak kis akadályt képeznek. A repedések nyílásszélességének növekedése erőteljesen csökkenti a repedések effektív érintkező felületeit, ami a köztváz hullámterjedési szempontból jelentős folytonossági hiányaihoz vezet. A repedések akusztikus szempontú zártsága esetében a mikrorepedezettség jelentős hányadát olyan határfelületekként foghatjuk fel, amelyek nem csökkentik a hullámterjedési sebességét. Ennek értelmében a mikrorepedezettségnek az a része, amelyben már kötöttvíztartalom nincs — az effektív érintkező felület —, nem vesz részt az elektromos vezetésben sem.

Ezt az állapotot csak nagy nyomás alatt, a kötött vízfilm kiszorításával, illetve cementációval lehetne elérni. Feltételezzük, hogy a már egyszer létrejött repedésből kis mélységekben a kötött víz nem távozik el csupán a növekvő nyomás hatására, ezért a tortuozitás növekedése sem jöhet létre pusztán a repedések vastagságának a nyomás hatására bekövetkező csökkenése miatt. A tortuozitásnövekedés jelensége a vékony repedéseknél logikailag biztosan létezik, máskülönben a gránit ellenállása nem lehetne több ezer ohm, más szóval a vékonyabb repedéseket eleve kisebb hosszúságúnak kellene feltételeznünk. Az utólagos repe-

déskitöltések következtében előálló cementáció az eleve vékony repedéseknél biztosan megnöveli a tortuozitást, ezért a mélységgel való konszolidációs trend eredete szerint fellazulás, vagyis az ellenállás-növekedési trend csak formájában hasonlít az üledékek tömörödésénél előálló hasonló trendhez.

Következtetések, összefoglalás

A repedezettség a legnagyobb mértékben a póruskitöltő fluidomokra és a pórustér geometriára érzékeny mérésekre van hatással. A repedezettség hatása az üde kőzetben, ahol csak vékony, feltételezhetően kizárólag kötött vizet tartalmazó mikrorepedések vannak, megközelítőleg minden mérés módszerre egymással jól korrelálható fizikai paramétereloszlásokat eredményez. Az agyagásványosodás önmagában csak viszonylag kis mértékben befolyásolja az akusztikus terjedési sebességet, ezzel szemben az agyagosodás az, ahol valóban nagymértékben csökken a fajlagos akusztikus hullámterjedési sebesség, és hozzá képest viszonylag kis mértékben nő a neutronporozitás. Az agyagosodás az akusztikus hullámterjedés szempontjából azt jelenti, hogy redukálható víztelítettséget is feltételezünk a kőzetben. A vizsgált mérésanyagok alapján megállapítottuk, hogy nem szükségszerűen jön létre nagymértékű, az egész kőzettér fogatot érintő agyagásványosodás a repedezettség hatására. Ahhoz, hogy a kismértékű repedezettség észrevehető anomáliát okozzon, az agyagásványosodással, illetve később az agyagosodással jelentős mennyiségű pórustér fogatnak kell létrejönnie. Az, hogy ez a pórustér fogat valóban létezik is, arra bizonyították a radioaktív mérésekből számított porozitás és a BHTV-repedezettség jó korrelációja. A V_p legkisebb értékeinél a tektonikai zónákban általában a természetes gamma-aktivitás kis és a neutronporozitás nagy értékei a jellemzőek, ami arra utal, hogy a kőzet nagyrészt impermeabilis, mert a pórustér fogat zömében tapadó vízzel van kitöltve.

A repedezettség, miután kis térfogatot érint, elvileg nem lehetne hatással a nukleáris porozitáskövető módszerekre, a korrelációs vizsgálat azonban ennek az ellenkezőjét bizo-

nyította. Ebből következik, hogy a repedezettséghez tartoznia kell egy olyan tönkremeneteli zónának, amely úgy csökkenti a sűrűséget és növeli a neutronporozitást, mintha valóban pórustér fogat-növekedés lenne. Ennek a folyamatnak olyan agyagásványosodás felel meg, ahol az eredeti kőzethez képest a neutronporozitás a sűrűségcsökkenéssel arányosan nő meg, vagyis a hidrogén jó része magába a kristályrácsba épül be OH formájában, úgy hogy közben az új ásvány sűrűsége kisebb, mint amiből keletkezett. A hidrogén más része viszont az alacsony hőmérsékleten redukálhatatlan rétegek közötti és adszorpciós vizek része. A jelenséggel egyszerre megmagyarázhatjuk a mikrorepedezettség erős elektromos ellenállás- és akusztikus hullámterjedéssébeség-csökkentő hatását, valamint a BHTV-amplitudóképpel kimutatható részletgazdag repedésképet is. Ennél fontosabb azonban, hogy a fentebb leírt jelenség magyarázatot ad az akusztikus sebesség- és az ellenállás-mérések szoros korrelációjára is, mivel ez az elektromos és a mechanikai paraméterek közötti viszonylag szoros összefüggésre utal. A vékony repedéseket tartalmazó kőzetben az elektromos vezetőképesség szoros összefüggése a repedésekkel bizonyos körülmények között lehetőséget biztosít az RMR (Rock Mass Rating) csak elektromos ellenállás alapján történő becslésére is.

Egy BIENIAWSKI (1976) által definiált speciális kőzetállékonysági osztályozás. Az RMR-osztályozás hat paraméren alapul: egytengelyű nyomószilárdság, RQD kőzetminőségi jellemző, a repedések átlagos távolsága, a repedések kitöltöttségi állapota, vízáramlási viszonyok, repedések irányítottága.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét nyilvánítja Balla Zoltánnak az Üveghutai kutatások korábbi vezetőjének, hogy lehetőséget biztosított a kutatómunkában való részvételre, ami nagyban hozzájárult a mélyfúrás-geofizikai értelmezés fejlesztéséhez. Továbbá köszönettel tartozom Szongoth Gábornak és Kasza Zoltánnak (Geo-Log Kft.) a mérések kiváló minőségéért, ami alkalmassá tette az eredményeket, hogy módszertani vizsgálatokra használhassam azokat.

Prediction of the Physical Properties of Rocks Based on Geophysical Well-logging

GÁBOR SZONGOTH, SÁNDOR HEGEDŰS, LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS,
JÓZSEF BURÁNSZKI, FERENC PERLAKY

Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary (ELGI), H-1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23.;
Geo-Log Ltd, H-1145 Budapest, Szugló utca 54.



Keywords: acoustic, borehole, EDZ, granite, RMR, televiewer, tunnel drift, well-logging

Abstract

Preliminary geological, hydrogeological and geotechnical information could be primary obtained from boreholes during driftings (especially those placed in their axis). In these borehole pressure tests and geophysical well-loggings were undertaken besides different analysis of the drilling cores. In the paper the different methods, implementation and interpretation of geophysical well-loggings are dealt with. The results and the obtained information, which facilitates the planning and implementation of drifting, are presented using different examples. The most important result—perhaps elsewhere has not been applied so far—is that it provides a quick and objective prediction of the physical properties of the rocks, which complements and assists the evaluation of the information originating from the observation of drilling cores and pressure tests.



Introduction

Geophysical well-logging provides substantial information with respect to surface geophysics, geology, tectonics and hydrogeology during surface geophysical exploration (SZONGOTH, GALSA 2003; SZONGOTH et al. 2003, 2006, 2008). The exploration which is the subject of this study placed emphasis on acquiring geotechnical information—besides the above-mentioned details—during the investigation of boreholes drilled from underground mine openings. Ground-based explorations had already proved that electric and acoustic methods give a good representation of the geotechnical properties of granite (i.e. weathering zone, fracture zones, individual fissures). Several studies on the potential and methods for numerically constraining rock mechanical and geotechnical parameters were made, based on previous experience (SZONGOTH et al. 2004, SZONGOTH, SZÜCSI 2007). These methods were adapted to make them suitable for the considerably changing conditions of underground

measurements. Furthermore, the method of predicting the physical properties of rocks was developed based on geophysical well-logging. The investigation that was carried out, the applied methods and the equipment used during the underground exploration (in the Eastern and Western Inclines and mine gates (“Kishurok” = Small Loop and “Nagyhurok” = Big Loop) are summarised in this study. Some relevant examples are also used to demonstrate the obtained geotechnical and hydrogeological information.

The Types of Boreholes Investigated

Boreholes were drilled such that they were appropriate for the different aims of the exploration; the various analytical set-ups were adjusted to suit the requirements and the mechanical environment (e.g., narrow gauge borehole, dry borehole). The characteristic properties of the boreholes are summarised in Table 1.

Table 1. Types of underground boreholes investigated by Geo-Log Ltd

Type of borehole	Name	Drilling gauge (mm)	Number of boreholes	Length (m)	Average borehole length (m)
Pilot boreholes*	BeK-, BeN-, BeR-	96/76	22	1705.75	77.5
Hydrogeological boreholes*	Bp-, Bm-, Bkh-	96/76	11	991.47	90.1
Extensimetric boreholes*	Bx-	96	14	291.26	20.8
Sound boreholes**	Bs-	65	16	315.73	19.7
Complementary sound boreholes **	Bsk-	65	1	30.00	30.0
Injection-control boreholes**	Bsel-	65	4	84.00	21.0
EDZ**** boreholes*, ***	Bl-, Bz-	96	78	115.77	1.5
Summary			146	3533.98	

* core drilling with diamond bit (deployed drillers), ** percussion drilling, solid bit (drill carriage), *** dry drilling with the exceptions of the base boreholes
**** EDZ = Excavation Damaged Zone.

Applied Methods, Equipment and Obtained Information

Investigations into water-saturated core drillings (pilot and hydrogeological boreholes) and the information obtained from these can be given as follows:

—Resistivity (10 and 40 cm potentials)—prediction of the physical properties of rocks (RMR = Rock Mass Rating = classification of rock bodies, Q = Quality).

—Natural potential.

—Natural gamma—petrology.

—Borehole gauge—state of the borehole (i.e. caverns).

—Temperature, differential temperature—places of water influx.

—Acoustic wave-image—longitudinal (V_p) and transversal (V_s) velocity, Poisson number, Young moduli, shear moduli, strength index, uniaxial compressional strength

—Acoustic televiewer:

—borehole gauge (in 72 or 144 directions), ovality,

—dip of the borehole and its direction,

—density of fissures (fissure/m),

—reflecting amplitude average,

—attitude of fissures (dip, line of dip),

—classification of fissures (open, closed, semi-open etc.),

—statistical processing of the above-mentioned data (rose-diagram, histogram, pole-density figures).

In general, only resistivity measurements were carried out in pilot and injection-control boreholes, but this was extended to include acoustic wave-image and skewness analysis in boreholes with extensimeters.

Acoustic televiewer and optical borehole image (OBI)

measurements were undertaken in base and dry boreholes, respectively, among the EDZ boreholes.

—Optical Borehole Television Camera:

—Density of fissures (fissure/m).

—Identification of fissures (original, due to drifting).

—Quality of material (cement boundary etc.).

The types of equipment used for the particular types of measurements are summarised in Table 2.

Documentation, evaluation, presentation and processing of geophysical well-logging is done at Geo-Log Ltd by utilising the following softwares:

—WellCAD V4.2; Producer: Advanced Logic Technology.

—MOLELOG V3.0; Developer: Geo-Log Ltd.

—Grapher V4.0; Producer: Golden Software.

Implementation of Measurements

When carrying out underground measurements the conditions differ considerably from those of surface exploration, and therefore the applied instruments were adjusted in order to make them suitable for the underground environment.

—A brand new carrier vehicle had to be developed in order to meet the environmental regulations regarding the emission of toxic materials (this means at least an EU IV standard engine).

—Separate transformers and stable power supplies had to be used due to the unreliable electric network of the mine.

—The equipment has to be protected against the intensive precipitation caused by humidity.

Table 2. Applied instruments

Type of measurement	Type of probe, serial number	Type of data logger	Manufacturer
Acoustic televiewer: dip, line of dip	ABI-40, No. 1	ALT-Logger, No. 2	ALT
Optical borehole television camera: dip, line of dip	OBI-40, No. 1	ALT-Logger, No. 2	ALT
Electric resistivity, SP	EL-36, No. 8505	MOLE-IV, No. 5	Geo-Log Ltd
Natural gamma, borehole gauge, temperature	KCTGR-36, No. 9016	MOLE-IV, No. 5	Geo-Log Ltd
Acoustic wave-image	KAR-1-43T, No. 84215	MOLE-IV, No. 5	Geo-Log Ltd

—The placement of the carrier vehicle and the instalment of the communication cables were successfully resolved in narrow places and under unfavorable conditions.

—Probes with a 36–40 mm gauge were utilised due to the small gauge of the boreholes and the potential danger of getting stuck.

—Rigid-body (wave-trapping) acoustic probes were developed instead of flexible probe tubes in order to make the insertion possible.

—Probes measuring skew were utilised in sub-horizontal boreholes (these were capable of analysing between 0 and 180 degrees).

—The probes were installed in sub-horizontal boreholes by filling-sticks; this was quite difficult in boreholes longer than 100 m (sometimes 5–6 people were needed for the successful implementation).

—Centering the probes posed a serious challenge in sub-horizontal boreholes, in particular for acoustic televiewer measurements, because this method is extremely sensitive to ex-centricity,

—It was not possible to repeat measurements owing to the uncertain state of the boreholes and the limited time available.

—Allowances had to be made due to the fact that the timing of the logging was uncertain and very difficult to plan, and also because the measurements had to be commenced within 1–2 hours of the particular alert.

Interpretation of Measurements in Pilot Boreholes

In Figure 1 the entire analytical series is presented in Potential Borehole Bp–4B (SZONGOTH et al. 2010). The petrological, hydrogeological and geotechnical evaluations were carried out based on the measurements.

The petrological interpretation was done based on natural-gamma analysis (Section-field 3), in line with the stratigraphic column provided by the Geological Institute of Hungary (Evaluation Band 1). The analytical band was classified into 3 categories:

—high (values over 50 $\mu\text{R/h}$)—aplite dyke with potassium feldspar,

—medium (values between 35–50 $\mu\text{R/h}$),

—low (values under 35 $\mu\text{R/h}$)—plagioclase-bearing aplite dyke.

The low- and high-value parts of the natural-gamma section could be correlated well with the alteration zones identified on the cores. It rarely occurred that a natural-gamma anomaly was not associated with visible alterations on the cores; this type of anomaly may have been caused by invisible posterior uranium enrichment.

The borehole gauge section indicates the individual open fractures and the strongly fractured zones (Section-field 3) where materials were falling-out from the fractures.

The temperature varied across a narrow range—20–22 °C —, and in the vicinity of the disposal site (“Kishurok”, “Nagyhurok”) the temperature was 19–21 °C. The real temperature was often biased by—particularly at sub-horizontal boreholes—refills and air-filled sections at the ends of boreholes. The temperature gave a very clear indication of the places of water influx in spite of the disturbing factors outlined above. Each and every temperature anomaly, which was indicated spectacularly by the differential temperature curves, was associated with a particular water influx. The temperature difference, which was very often only a couple of tenths of a degree, was related to the volume of the water influx. However, the exact volume of water could not be determined because the temperature anomaly also depended on the temperature and volume of water originating from distal parts of the borehole. In most cases the temperature anomalies recorded refined the water influx intervals well (in 10 m sized bins), as determined by pressure analysis carried out by Golder Associates Ltd using packers.

Both the RMR- and Q-type predictions of the physical properties of the rocks were based on the resistivity measurements using the regression method determined during the surface exploration (4. evaluation field).

The automatically appointed evaluation intervals were manually closed up with respect to the angle of drifting (this was to avoid having intervals shorter than 3–5 m and jumps bridging two types of rocks). The obtained rock-body classification was checked against the “traditional” rock classification based on the description of the cores.

The arrival times were determined based on the acoustic wave-image sections; the transversal (V_s) and longitudinal (V_p) velocities were then calculated (Section-field 1). From the two kinds of velocities and the density section—which were constrained by the empirical relationship between resistivity and density (furthermore, there was no real density analysis)—the rock-mechanical parameters (shear moduli, strength index, bulk moduli) were determined.

The processing of the acoustic televiewer images was done according to the protocol developed during the surface explorations (SZONGOTH et al. 2003, ZILAHÍ, SZONGOTH 2008). The line and angle of the dip were constrained with a 10 cm-resolution and then the position and quality of the fissures were marked (Figure 2, Field 4). The fissure-density and amplitude-average section was compiled and the fissure statistics and pole-density diagram was constructed (ZILAHÍ, SZONGOTH 2008).

The fracture zones (T1, T2 etc.) were marked based on the resistivity and acoustic wave-image sections and acoustic televiewer images; these zones are indicated in the Evaluation Band 3.

The real direction and dip of the borehole, as well as the spatial position (X, Y, Z) of individual points, were constrained by the acoustic televiewer record. The variation of the Z coordinate was plotted as a function of borehole length as well as the deviation from the targeted

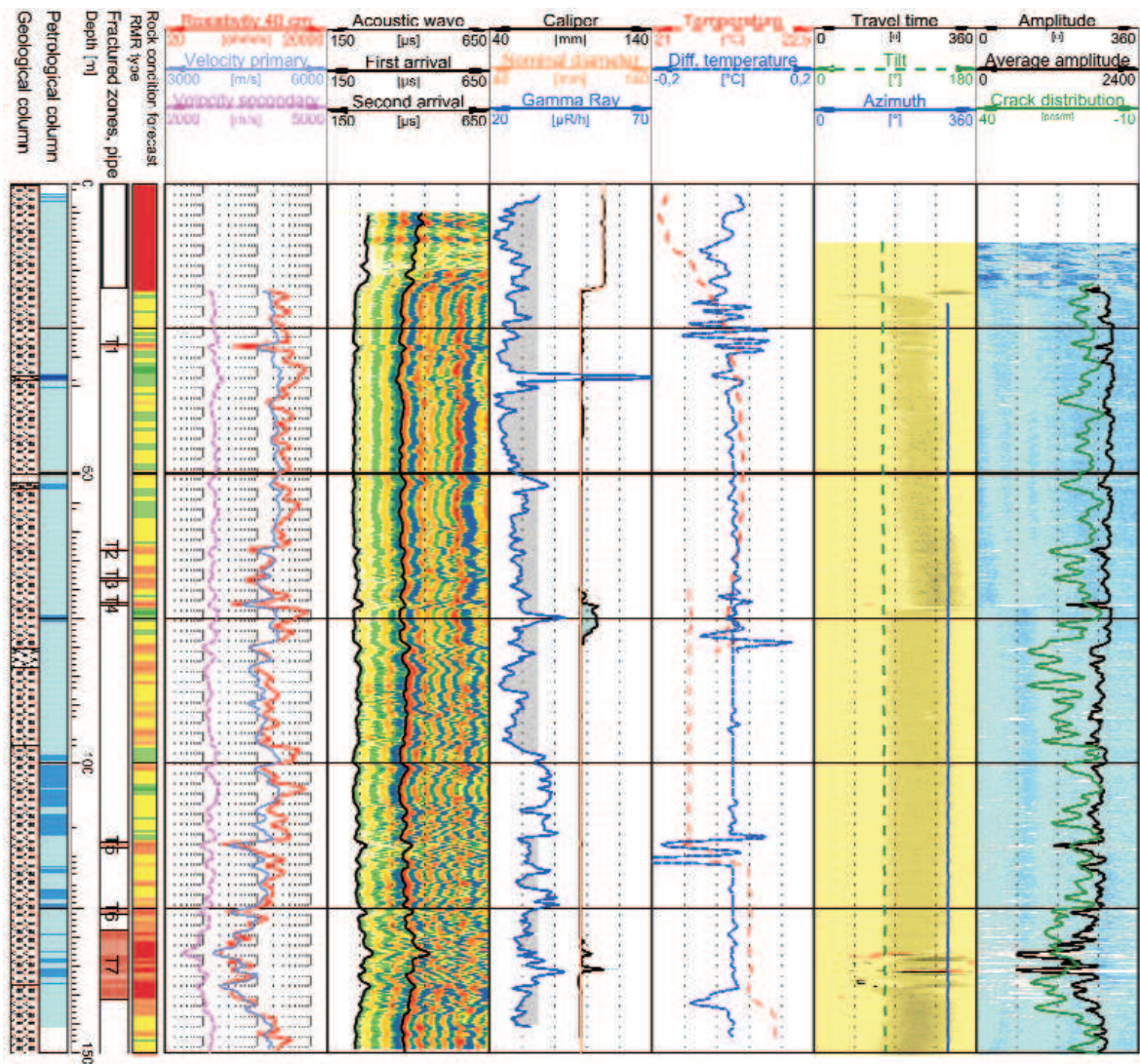


Figure 1. Complex section of Borehole Bp-4B

1. ábra. A Bp-4B fúrás komplex szelvénye

Geological column = Geológiai rétegsor, Petrological column = Petrológiai rétegsor, Depth = Mélység, Fractured zones, pipe = töredezett zónák, béléscső, Rock condition forecast RMR-type = RMR típusú közettest-osztályozás, Resistivity = Ellenállás, Velocity primary = Longitudinális közetsebesség, Velocity secondary = Transzverzális közetsebesség, Acoustic wave = Akusztikus hullámkép, First arrival = Első beérkezés, Second arrival = Második beérkezés, Caliper = Lyukátmérő, Nominal diameter = Névleges átmérő, Gamma Ray = Természetes gamma, Temperature = Hőmérséklet, Diff. temperature = Differenciálhőmérséklet, Travel Time = Visszaverődési idő, Tilt = Dőlés, Azimuth = Dőlésirány, Amplitude = Amplitúdó, Average amplitude = Átlag amplitúdó, Crack distribution = Repedéssűrűség

and set direction (Figure 3). In this approximately 150 m-deep borehole the deviation from the targeted soil was especially significant (4.4 m) because the borehole differed increasingly (from a depth of 40 m) from the original direction.

Rock-body Classification

The most important task of geology, hydrogeology, geotechnics and geophysics is to determine the strength of the particular rock body (i.e. the geotechnical evaluation).

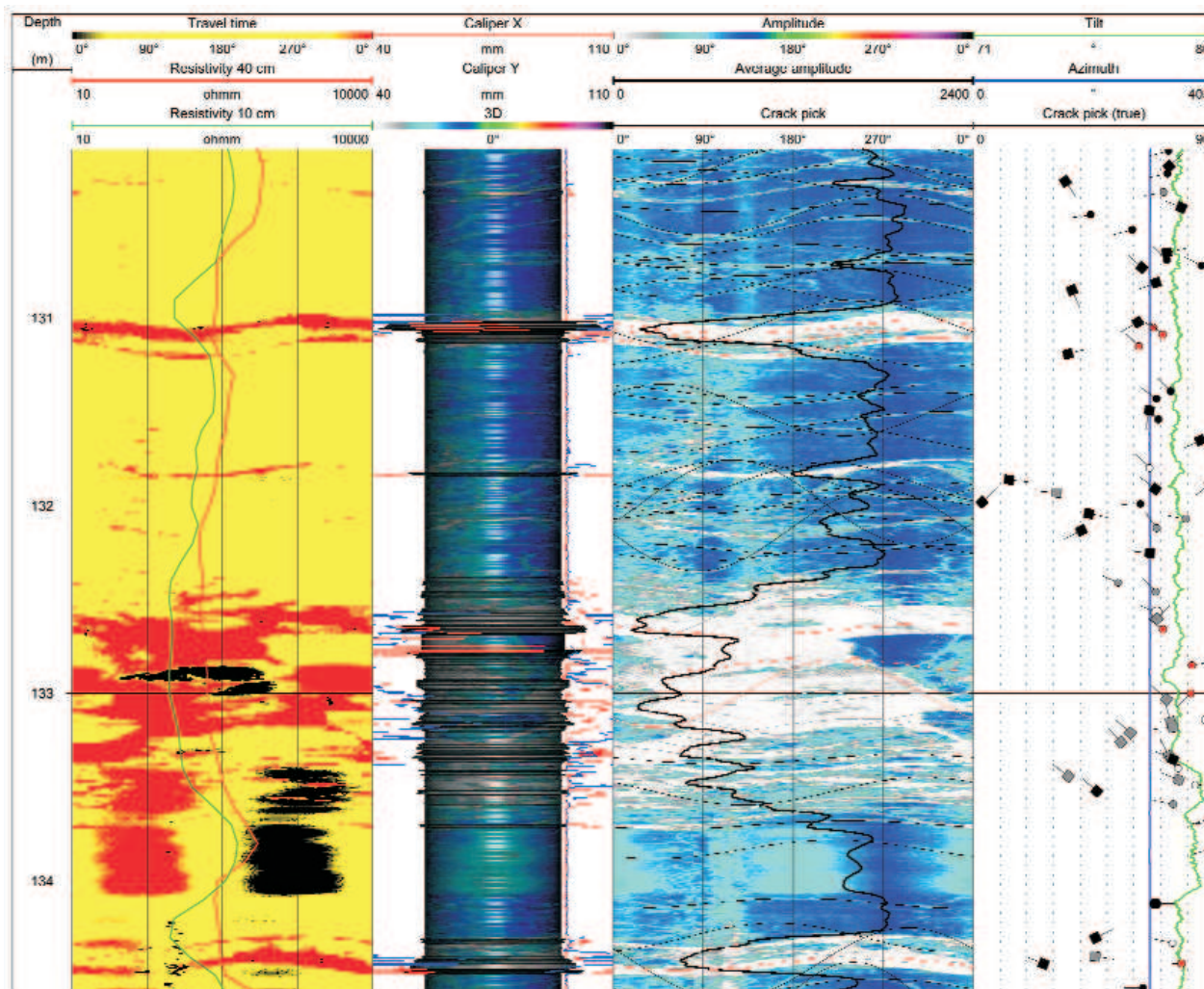


Figure 2. Acoustic televiewer record and interpretation of Borehole Bp-4A

2. ábra. A Bp-4B fúrás akusztikus lyukfal-televíziós felvétele és értelmezése

Travel Time = Visszaverődési idő, Resistivity = Ellenállás, Caliper X = Lyukátmérő egyik irányban, Caliper Y = Lyukátmérő X-re merőlegesen, Amplitude = Amplitúdó, Average amplitude = Átlag amplitúdó, Crack pick = Repedésjelölés, Tilt = Dőlés, Azimuth = Dőlésirány, Crack pick (true) = Repedésjelölés valós irányban

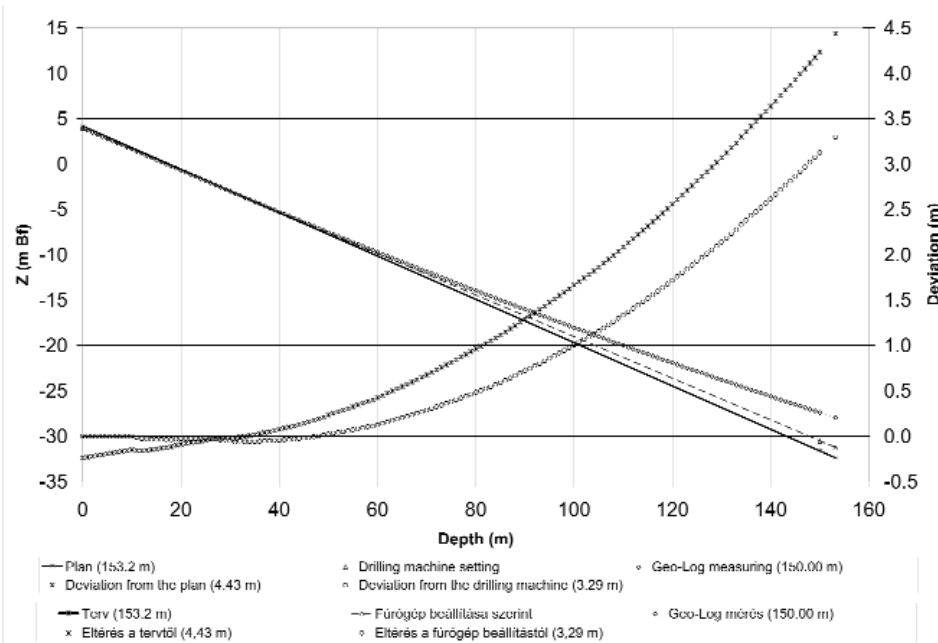


Figure 3. Result of dip analysis in Bp-4B (Z)

3. ábra. A Bp-4B fúrás ferdeségmérésének eredménye (Z)
Deviation = Eltérés

This evaluation is needed to facilitate the planning of the acquisition technology (pre-injection, etc.) and also to provide an objective prediction of the rock safety category; thus it should not be determined by the survey of the face-wall. The traditional way to make the prediction involves the investigation of the cores from the pilot boreholes in the axis of the gallery by standardised fissure-analysis methods (such as RQD and Kiruna etc.) during the geotechnical documentation. In practice, the first step is the setting of the evaluation intervals by a geotechnical expert; these intervals represent sections which are a couple of metres long and they are then evaluated. Finally, the rock-body classification in RMR, Q or other systems are implemented using the results acquired earlier and other evaluating factors (uniaxial compressive strength, places of water influx etc.). The determination of rock classes is generally done by these or similar methods. However, there are regional versions which depend on the rock type (limestone, granite and sandstone etc.) and geological traditions with respect to methodology. The substance, nevertheless, is common: every method is based on the core material, which is assumed to be complete. The evaluation of the core material, however, is considerably subjective and strongly depends on the experience of the person undertaking the documentation and the setting of the evaluation interval.

With respect to the present study, it became obvious during the analysis and interpretation (of the more than 10 000 m ground-based boreholes) that in granitoid rocks (and most probably even in every stiff, fractured rock) the resistivity and acoustic wave-image measurements represent extremely well the geotechnical state of the rock.

Following the realisation of this relationship, the regressive connection between some electric and acoustic methods and the state of the rock was determined (SZONGOTH et al. 2004, 2008); this was carried out by comparing the geophysical well-logging and rock-body classification using the RMR-method in 8 ground-based boreholes (SZONGOTH et al. 2004, 2008). Initially—albeit with only experimental intention but later, by request, on a regular basis—the prediction of rock class (Figure 4) was started in subsurface boreholes based on geophysical well-logging and the relationships outlined above (SZONGOTH, HEGEDŰS 2010).

In the lower field the resistivity section and the V_p rock velocity were plotted on a scale such that the two curves would best fit each other. The reliability of the fit would also serve to check the measurements. If the level and character of the two curves, which are based on different physical methods, are close to each other then the measurements are suitable for quantitative calculations. In the middle and upper fields the Q- and RMR-type rock-body have been plotted respectively. In both of these fields the rock-body classifications have been calculated based on core descriptions (Kőmérő Ltd) and resistivity sections (E40) have also been displayed. In the upper field, besides the automatically marked rock classification, an integrated classification has been displayed where some aspects of the excavation were considered (i.e. so that there should not be any evaluation interval shorter than 2-5 m and jumps of two rock categories). This demonstrates that the classification with these two methods agrees well in their characters and there are only a few differences in the rock class between 110.0 and 123.0 m (where the core description predicts lower quality rock).

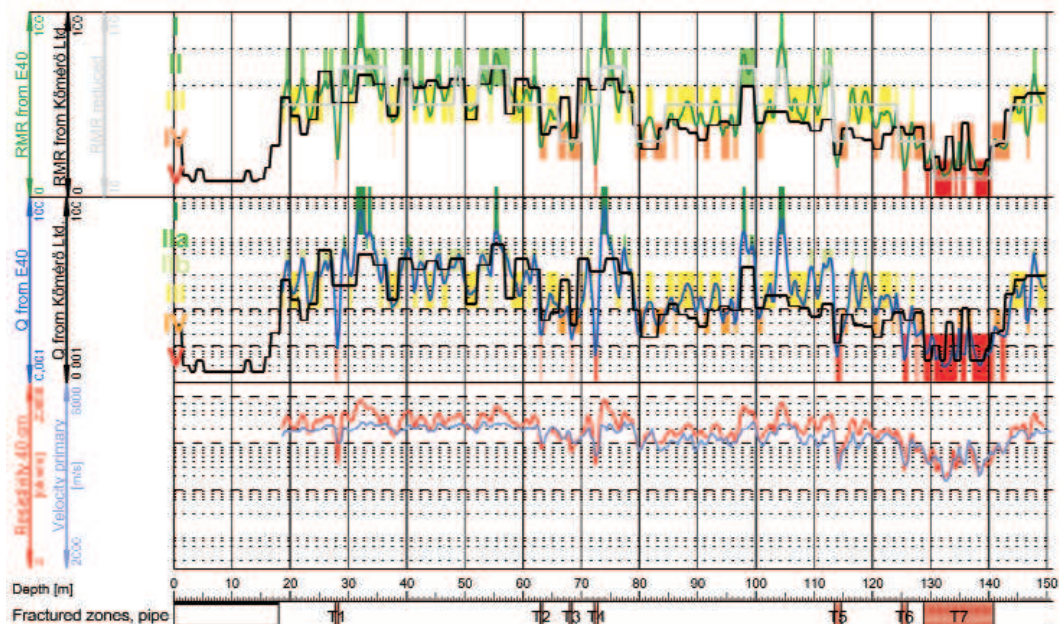


Figure 4. Prediction of rock state in Borehole Bp-4B (RMR-, Q-type)

4. ábra. Kőzetállapot-előrejelzés a Bp-4B fúrásban (RMR-, Q-típusú)

Resistivity = ellenállás, Q from E40 = Q értéke E40-ből számítva, Q from Kőmérő Ltd = Q a Kőmérő Kft. által számítva, RMR from E40 = RMR értéke E40-ből számítva, RMR from Kőmérő Ltd = RMR a Kőmérő Kft. által számítva, I-V = RMR, illetve Q kategóriák megnevezése, T1-T7 = töredezett zónák megnevezése

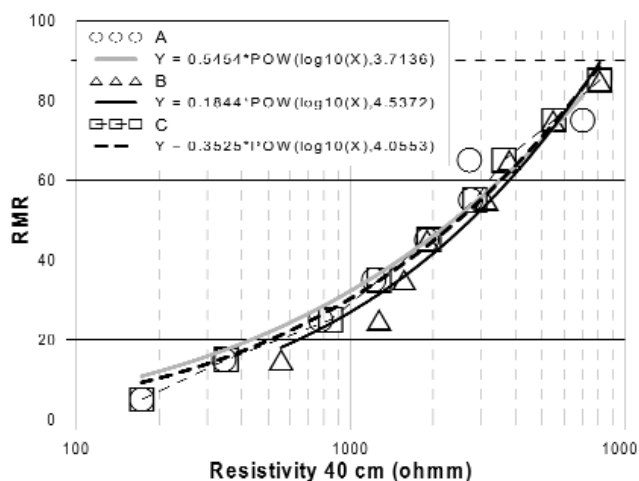


Figure 5. Regressive relationship for surface and underground boreholes

A = mean values of the 8 ground-based boreholes, B = mean values of the 10 underground boreholes, C = all boreholes

5. ábra. Regressziós összefüggés a felszíni és felszín alatti fúrásoknál
Resistivity = ellenállás, A = felszíni fúrások átlagértékei (8 fúrás), B = felszín alatti fúrások átlagértékei (10 fúrás), C = összes fúrás

When the number of underground measurements reached 10 the regression of the boreholes against the geotechnical RMR values was created. The character of the curves obtained from the surface and underground measurements agree considerably well, as do the calculated parameters in Figure 5.

The slight difference between the characters and relationships of the curve could have originated from several factors which include: the underground geophysical well-loggings could have been implemented under different conditions than on the surface (i.e., gauge of the borehole, cavernity, resistivity of the drilling mud, effects of sub-horizontal boreholes); the descriptions of the cores could have been carried out by different organisations and different experts; the conditions of drilling (i.e. percentage of the core recovery, slip of the core, asymmetrical cavernity) could have changed. For the further analysis the

regressional relationship determined from underground measurements were utilised.

Examples of Interpretation in Other Types of Boreholes

In the previous two chapters interpretations based on complex measurements in pilot boreholes were demonstrated; here some typical examples from other boreholes (sound and EDZ boreholes) are presented.

Sound Boreholes

The conception applied during the drilling of the inclines was that the drilling and exploration of the Eastern Incline should always be ahead of that of the Western Incline. This was in order that the geotechnical information obtained from the better-progressing Eastern Incline could be used for the drifting of the Western Incline. This is why the Eastern Incline was made with core drillings which included a complete repertoire of measurements. In contrast, in the Western Incline only 20–30 small-sized (65 mm), long, non-coring, so-called sound boreholes were made. In these only a hydrodynamic analysis was made using packers in every 10-15 metres. It is characteristic for the sound boreholes that these are drilled by the drill carriage and not made as cored boreholes, and thus there is no core available for investigation. The borehole gauge is smaller (65 mm) and the wall of the borehole is of worse quality because, instead of the diamond bit, the drilling pipe advances in percussion drilling. In these boreholes special attention was given to resistivity measurements, and from these the RMR-type rock-body classification was prepared.

Successful measurements were undertaken in 20 sound and injection-control boreholes with respective lengths of between 20-30 m.

First the analysis of borehole Bs-67 (Figure 6) is presented; in this borehole only resistivity measurements were made. The drilling was performed in geotechnically

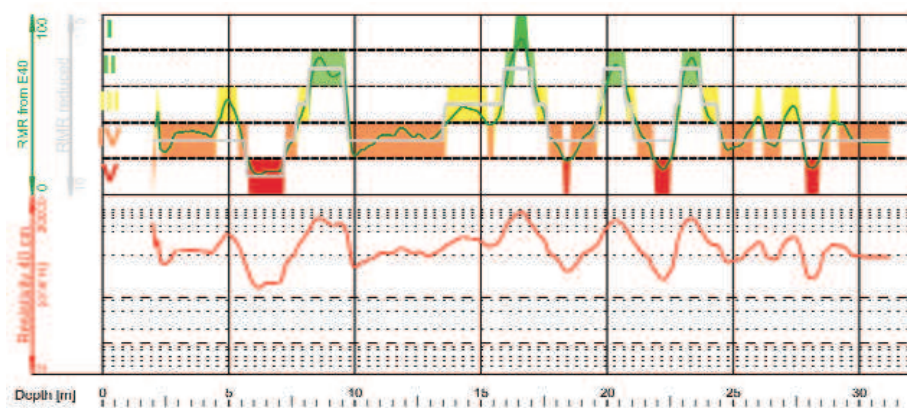


Figure 6. The prediction of the state of the rock in Borehole Bs-67

6. ábra. A Bs-67 szondafúrásból készített kőzetállapot-előrejelzés

Resistivity = ellenállás, RMR from E40 = RMR értéke E40-ból számítva, RMR reduced = Összevont RMR

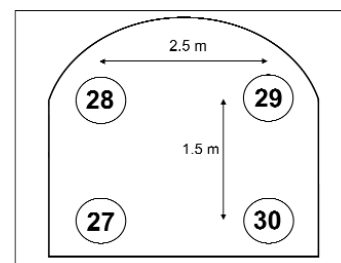


Figure 7. The position of sound boreholes Bs-(27-30)

7. ábra. A szondafúrások elrendezése a Bs-(27-30) fúrásnál

diverse rocks because all rock types were present from classes I to V in the 30 long boreholes.

drilled from the drift face, the position of the latter being shown in Figure 7.

In the following an example is shown: 4 boreholes

The base of the borehole was reached in only one out of

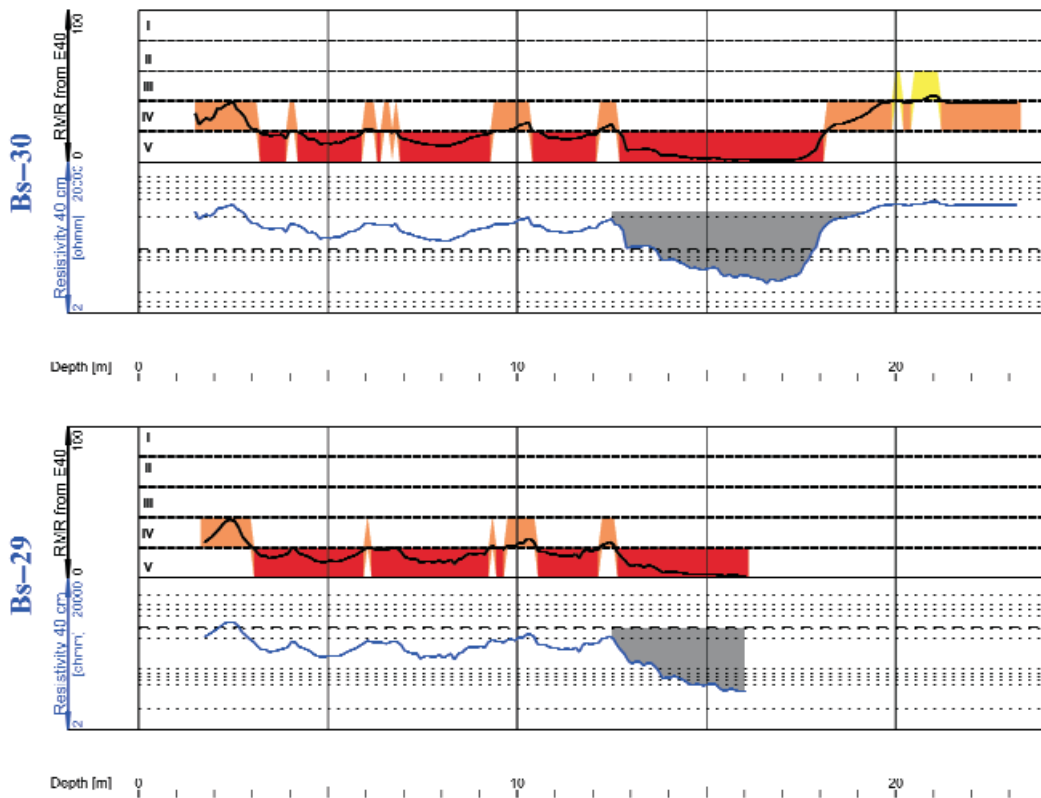


Figure 8. The prediction of the state of the rock for boreholes Bs-(29-30)
 8. ábra. A Bs-(29-30) fúrás kőzetállapot-előrejelzése
 Resistivity = ellenállás, RMR from E40 = RMR értéke E40-ből számítva

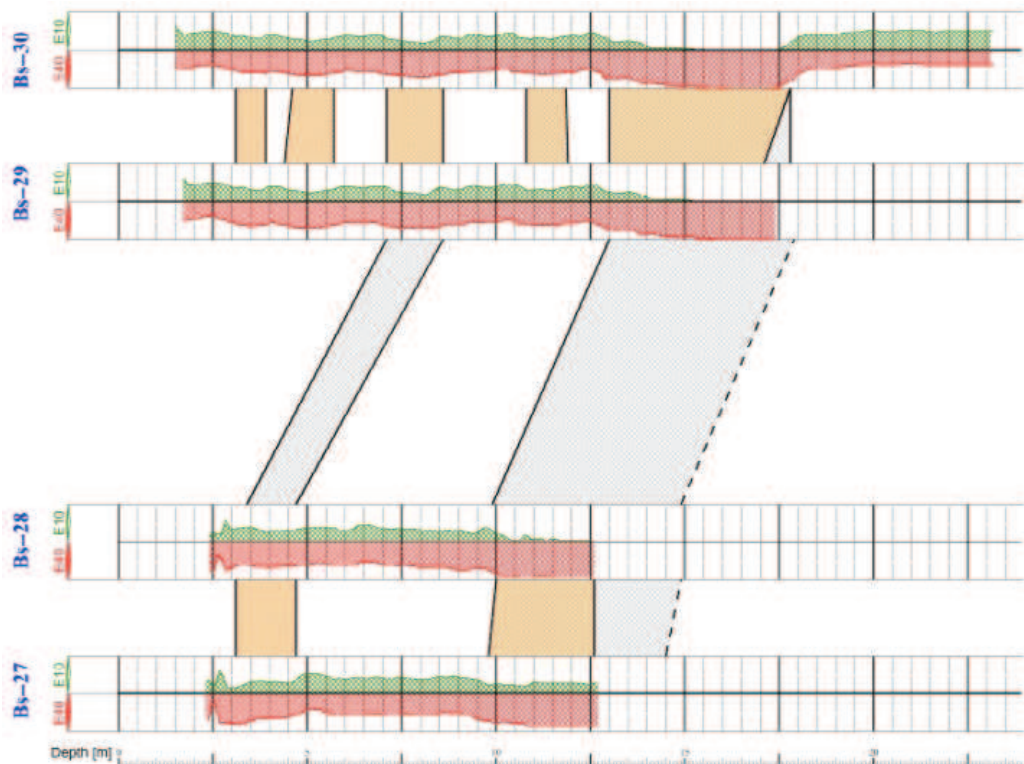


Figure 9. The correlation of boreholes Bs-(27-30)

9. ábra. A Bs-(27-30) fúrás korrelációja

E40 = Resistivity 40 cm = ellenállás 40 cm, E10 = Resistivity 10 cm = ellenállás 10 cm

the four 22-23 m-long boreholes (Bs–30). The upper borehole (Bs–29) was closed at 16 m, whereas in the other two boreholes it was only possible to reach 12.5 m at their respective flanks. The Borehole Bs–30 (Figure 8) displays extremely low resistivity values (approximately 20 ohmm) between 13 and 18 m); this is lower than the shingly granite and corresponds to values for clays.

In the other three boreholes only an advance of 2.5 m was possible in this tectonic zone, but utilising the correlation both the position and thickness of this zone could be constrained. The correlation of these four boreholes is shown in Figure 9.

The altered zone, which is enriched in clays, is almost vertical, and it is quite probable that the thickness of the zone is almost 5 m.

EDZ Boreholes

The aim of the investigation of EDZ boreholes was to understand the geotechnical and hydraulic state of the environment in the vicinity of the drift; this environment would have been affected during the drifting. The investigation involved a hydrodynamical analysis using one or two packers, and a survey of the walls of the boreholes with optical and acoustic viewers.

Approximately 2 m-long vertical boreholes (2-4) were made on the base and were analysed by ABI probes similar to deeper boreholes. Only the OBI could be utilised in the positive boreholes (and thus dry) drilled on the back- and sidewalls (HEGEDŰS et al. 2009).

Records of a strongly fractured and unfractured rock are

presented in Figure 10. The 10–15 cm-thick gunite can be clearly distinguished from the wall-rock in the first part of the record. The intersected 1–2 m-long rock body was classified, according to the degree of fracturing, on a scale ranging from 1 to 5.

Summary

The large number of measurements gathered during the study proved that it is possible to implement successful geophysical well-logging in underground boreholes made under special conditions. Furthermore, it is also possible to obtain extra information from these measurements which can complement the core investigations and pressure analysis made by packers. The advantage of these measurements is that they are independent of the core recovery. The latter gives two orders of magnitude as well as more, quick and objective information over a 10 times larger diameter with a spatial resolution of 10 cm. The measurements also provide quantitative information which includes: rock-mechanical parameters, the gauge of the borehole, and the spatial position of the borehole. Furthermore, the classic rock-body classification can be made on the basis of a determination of the regressive relationship of the measured parameters, which generally show a very good agreement with the traditional core-based predictions. In the future the team involved in the present study would like to investigate the correlation between the prediction of rock properties and the real rock-safety categories.

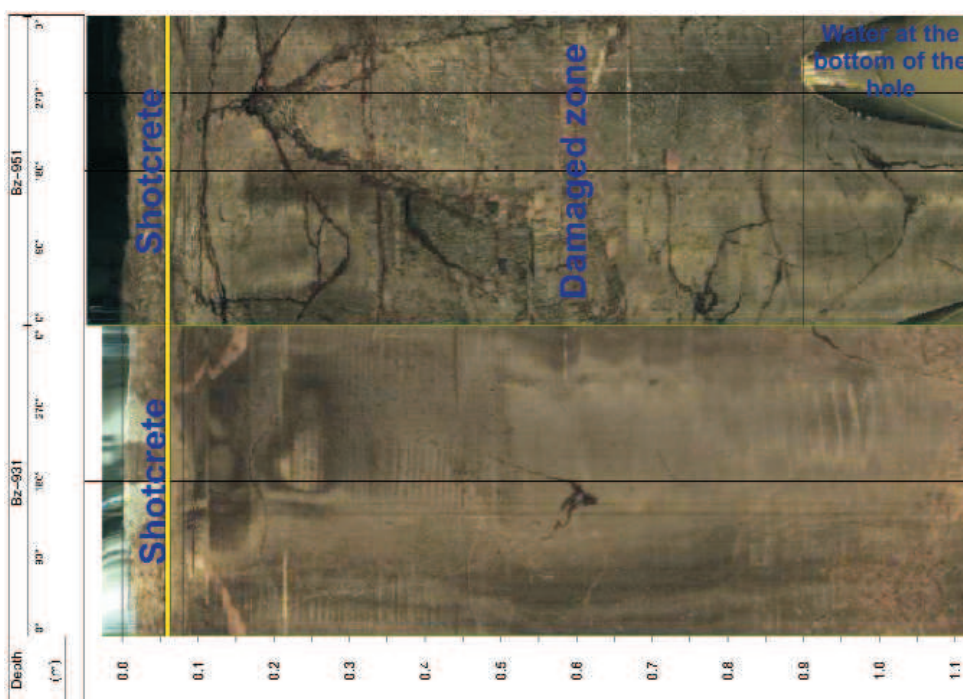


Figure 10. OBI records of boreholes Bz-931 and 951

10. ábra. A Bz-931 és 951 EDZ fúrás OBI felvétele

Shotcrete = torkrétbeton, Damaged zone = zúzott zóna, Water at the bottom of the hole = víz a fűrőlyuk alján

Irodalom — References

- HEGEDŰS S. 2009: Beszámoló a B1-91-94 és Bz-911-962 EDZ fúrásokban végzett mélyfúrás-geofizikai vizsgálatokról (in Hungaria, translated title: Report of geophysical well-loggings of EDZ boreholes B1-91-94 and Bz-911-962). — *Manuscript (kézirat)*, Mecsekérc Zrt. Adattára, Pécs, RHK-K-103/09.
- SZONGOTH G., GALSA A. 2003: Áramlás és hőmérséklet mérések komplex értelmezése az 1998–2003-ban végzett összes mérés alapján (in Hungarian, translated title: Complex interpretation of flow and temperature measurements based on all the measurements undertaken between 1998 and 2003). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1001; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-82.
- SZONGOTH G., HEGEDŰS S. 2010: Kőzetmechanikai paraméterek meghatározása a felszín alatti mélyfúrás-geofizikai mérésekből (in Hungarian, translated title: Determination of rock mechanical parameters from underground geophysical well-loggings). — *Manuscript (kézirat)*, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Paks RHK-K-056/10.
- SZONGOTH G., SZÜCSI P. 2007: Kőzettest osztályozás mélyfúrás-geofizikai mérésekből (in Hungarian, translated title: Rock-body classification from geophysical well-logging). — In: TÖRÖK Á., VÁSÁRHELYI B. (szerk.): Mérnökgeológia–Kőzetmechanika, *Mélnökgeológiai kiskönyvtár 4*, Műegyetemi Kiadó, Budapest, pp. 175–183.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., GALSA A., BÁNNÉ GYŐRI E., LENDVAY P., BARTHA Z. 2003: Mélyfúrás-geofizikai adatok integrált értelmezése (az 1996–2003-ban végzett összes mérés alapján) (in Hungarian, translated title: Integrated interpretation of geophysical well-logging [based on all the measurements undertaken between 1996 and 2003]). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1059; Bátorom Kft., Budapest, BA-03-62.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., SZÜCSI P. 2004: Geotechnikai jellemző (RMR) meghatározása mélyfúrás-geofizikai mérésekből (in Hungarian, translated title: Determination of geotechnical characteristics (RMR) by geophysical well-logging). — *Manuscript (kézirat)*, Geo-Log Kft., Budapest, Bátorom Kft., Budapest BA-04-02.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., SZÜCSI P., BÁNNÉ GYŐRI E., GALSA A. 2006: A felszíni kutatás fúrásainak összesítő mélyfúrás-geofizikai értelmezése (minőségi teljesítés) (in Hungarian, translated title: Integral geophysical well-logging interpretation of the boreholes of the ground-based exploration [quality accomplishment]). — *Manuscript (kézirat)*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1335; Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Paks, RHK-K-097/06.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., SZÜCSI P. 2008: A felszín alatti fúrásokban végzett mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok összefoglaló értékelése (in Hungarian, translated title: Integrated interpretation of geophysical well-logging in underground boreholes). — *Manuscript (kézirat)*, Geo-Log Kft., Budapest.
- SZONGOTH G., ZILAHÍ-SEBESS L., HEGEDŰS S. 2010: Beszámoló a Bp-4B potenciálfúrásban végzett mélyfúrás-geofizikai vizsgálatokról (in Hungarian, translated title: Report of geophysical well-logging of Potential Borehole Bp-4B). — *Manuscript (kézirat)*, Mecsekérc Zrt. Adattára, Pécs, RHK-K-011/10.
- ZILAHÍ-SEBESS L., SZONGOTH G. 2008: Az akusztikus lyukfaltelevíziós mérésekből nyerhető geotechnikai információk (in Hungarian, Translated title in English: Geotechnical information obtainable from acoustic televiwer camera analysis). — In: TÖRÖK Á., VÁSÁRHELYI B. (szerk.): Mérnökgeológia–Kőzetmechanika, *Mélnökgeológiai kiskönyvtár 7*, Műegyetemi Kiadó, Budapest, pp. 243–252.

Kőzetállapot-előrejelzés mélyfúrás-geofizikai mérések alapján

SZONGOTH GÁBOR, HEGEDŰS SÁNDOR, ZILAHY-SEBESS LÁSZLÓ,
BURÁNSZKI JÓZSEF, PERLAKY FERENC

Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI), H-1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23.,
Geo-Log Kft., H-1145 Budapest, Szugló utca 54.

Tárgyszavak: akusztikus lyuktelevízió, akusztikus sebességszelvényezés, EDZ-vizsgálat, előfúrás, gránit, gránitos, kőzetbesorolás, mélyfúrás geofizika, RMR-módszer, vágathajtás

Kivonat

A vágathajtás során előzetes földtani, hidrogeológiai és geotechnikai információt elsősorban a fúrásokból (különösen a vágattengely-fúrásokból) lehet beszerezni. Ezekben a fúrásokban a különböző szempontú magvizsgálatokon kívül a nyomásmérő és mélyfúrás-geofizikai mérések is történnek. Cikkünk a mélyfúrás-geofizika mérési módszereit, kivitelezési körülményeit és értelmezését ismerteti. Az eredményeket, illetve az abból származó – a vágathajtás tervezését és kivitelezését segítő – információkat jellegzetes példákon keresztül mutatja be. Legfontosabb – talán máshol eddig nem alkalmazott – eredmény, hogy a mérések alapján igen gyors és objektív kőzetállapot-előrejelzést szolgáltat, ami jól kiegészíti, és nagyban segíti is a magvizsgálatokból és nyomásmérőkből származó információk értékelését.

Bevezetés

A felszíni kutatás során a mélyfúrás-geofizika alapvető információkat szolgáltatott a felszíni geofizika, a földtan, a tektonika és a hidrogeológia számára (SZONGOTH, GÁLSA 2003; SZONGOTH et al. 2006, 2008). A felszín alatti bányaterekből kihajtott fúrások vizsgálata során a hangsúly — a fentiek mellett — a geotechnikai információszolgáltatásra került át. A felszíni vizsgálatok során már bebizonyosodott, hogy az elektromos és az akusztikus módszerek jól tükrözik a gránit geotechnikai állapotát (mállási öv, töréses zónák, egyedi repedések). Ezen felismerés alapján több tanulmányt készítettünk a kőzetmechanikai és geotechnikai paraméterek meghatározásának lehetőségéről és módszereiről (SZONGOTH et al. 2004, SZONGOTH, SZÜCSI 2007). A fenti módszereket alkalmazhatóvá tettük a felszín alatti kutatás jelentősen megváltozott körülményei között történő mérésre, és kidolgoztuk a kőzetállapot-előrejelzés mélyfúrás-geofizikára alapozott módszerét. Az alábbiakban ismertetjük a felszín alatti kutatás során az eddigiekben — Keleti és Nyugati lejtősáknak, valamint alapvágatok (Kishurok,

Nagyhurok) — végzett tevékenységet, az alkalmazott módszereket és eszközöket, valamint néhány példán keresztül bemutatjuk a szolgáltatott geotechnikai és hidrogeológiai információkat.

A vizsgált fúrástípusok

A felszín alatti munkák során különböző célú fúrások mélyültek, amelyekben az igények és a műszaki adottságok (pl. szárazfúrás, kis átmérőjű fúrás) szerint különböző mérési összeállításokat alkalmaztunk. A fúrások jellemző adatait az 1. táblázatban összegeztük.

Alkalmazott módszerek, műszerek és a mérésekből nyert információk

A vízzel telített magfúrásokban (vágattengely és víz-földtani fúrások) végzett vizsgálatok és a belőlük származott információk:

1. táblázat. A Geo-Log Kft. által vizsgált felszín alatti fúrástípusok

Fúrás típusa	Név	Fúrt átmérő (mm)	Fúrások száma (darab)	Folyóméter (m)	Átlag fúráshossz (m)
Előfúrások* (vágattengely)	BeK-, BeN-, BeR-	96/76	22	1705,75	77,5
Vízföldtani fúrások*	Bp-, Bm-, Bkh-	96/76	11	991,47	90,1
Extenzométeres fúrások*	Bx-	96	14	291,26	20,8
Szondafúrások**	Bs-	65	16	315,73	19,7
Kiegészítő szondafúrások**	Bsk-	65	1	30,00	30,0
Injektálást ellenőrző fúrások**	Bsel-	65	4	84,00	21,0
EDZ****-fúrások*,***	Bl-, Bz-	96	78	115,77	1,5
Összesen			146	3533,98	

* gyémántkoronás magfúrás (telepített fűrőberendezés)

** ütvefúrás, teljes szelvényű (fűrőkocsi)

*** a talpi fúrások kivételével szárazfúrások

****EDZ = Excavation Damaged Zone

- Fajlagos ellenállás (10 és 40 cm potenciál).
- Kőzetállapot-előrejelzés (RMR = Rock Mass Rating = kőzettest-osztályozás, Q = Quality).
- Természetes potenciál.
- Természetes gamma — petrológia.
- Lyukátmérő — fűrőlyuk állapota (pl. kavernák).
- Hőmérséklet, differenciálhőmérséklet — vízbeáramlási helyek.
- Akusztikus hullámkép — longitudinális (Vp) és transzverzális (Vs) sebesség, Poisson-szám, Young-modulus, nyírási modulus, Strength-index, egytengelyű nyomószilárdság.
- Akusztikus lyukfal-televízió:
 - fúrás átmérője (72 vagy 144 irányban), ovalitás;
 - fúrás dőlése, iránya;
 - repedéssűrűség (repedés/m);
 - reflexiós amplitúdóátlag;
 - repedések települése (dőlés, irány);
 - repedések osztályozása (nyitott, zárt, félig nyitott stb.);
 - ezen adatok statisztikus feldolgozása (rózsadia-gram, hisztogram, pólussűrűség-diagram).
- A szonda- és az injektálást ellenőrző fúrásokban üzemszerűen csak fajlagos ellenállásmérés történt (néha akusztikus hullámkép felvétel is), az extenzométeres fúrásokban ez kiegészült az akusztikus hullámkép- és ferdeségméréssel.
- Az EDZ fúrások közül a talpi fúrásokban akusztikus lyukfal-televíziós, a szárazfúrásokban optikai lyukfal-televíziós méréseket végeztünk (OBI Optical Borehole Image).

- Optikai lyukfal-televízió:
 - repedéssűrűség (repedés/m),
 - repedések tipizálása (eredeti, vágathajtás),
 - anyagi minőség (cementhatár).

Az egyes mérési típusokhoz használt eszközök felsorolása a 2. táblázatban látható.

A Geo-Log Kft.-nél a mélyfúrás-geofizikai mérések feldolgozását, megjelenítését, kiértékelését és dokumentálását az alábbi számítógépes szoftverekkel végezzük:

- WellCAD V4.2; gyártó: Advanced Logic Technology.
- MOLELOG V3.0; fejlesztő: Geo-Log Kft.
- Grapher V4.0; gyártó: Golden Software.

A mérések kivitelezése

A mérési körülmények a felszín alatti munkák során jelentősen eltértek a felszíni mérési lehetőségektől, ezért az alkalmazott eszközöket a felszín alatti körülményekhez alakítottuk:

- Teljesen új hordozó járművet kellett készítettünk, hogy a gépkocsi motorja — a károsanyag-kibocsátás szempontjából — megfeleljen a bányabeli környezetvédelmi előírásoknak (min. EU IV-es motor).
- A bizonytalan bányabeli elektromos hálózat miatt a műszerekhez leválasztó transzformátort és stabil tápegységet alkalmaztunk.
- Megvédtük a műszereket a felszín alatt jelentkező erős páralecsapódás hatásaitól.
- Megoldottuk a mérőkocsi elhelyezését és a mérő-

2. táblázat. Az alkalmazott műszerek

Méréstípus	Szondatípus, sorszám	Mérésadatgyűjtő típusa	Gyártó
Akusztikus lyukfal-televízió dőlés, dőlésirány	ABI-40, No. 1	ALT-Logger, No. 2	ALT
Optikai lyukfal-televízió dőlés, dőlésirány	OBI-40, No. 1	ALT-Logger, No. 2	ALT
Fajlagos elektromos ellenállás, SP	EL-36, No. 8505	MOLE-IV, No. 5	Geo-Log Kft.
Természetes gamma, lyukátmérő, hőmérséklet	KCTGR-36, No. 9016	MOLE-IV, No. 5	Geo-Log Kft.
Akusztikus hullámkép	KAR-1-43T, No. 84215	MOLE-IV, No. 5	Geo-Log Kft.

kábel bevezetését az esetenként rendkívül szűk és kedvezőtlen helyzetű mérőhelyen.

— A kis lyukátmérő, de főleg a megszorulás veszélye miatt 36–40 mm átmérőjű szondákat alkalmaztunk.

— Merevtörzsű (hullámcsapdás) akusztikus szondát fejlesztettünk ki a hajlékony szondacsövek helyett a betolás lehetővé tétele érdekében.

— A közel vízszintes fúrásokban a dőlés és az irány méréséhez speciális — 0–180° között mérő — ferdeségmérő szondát alkalmaztunk.

— A szondákat töltőpálcával nyomtuk be a közel vízszintes fúrásokba, ami a 100 m-nél hosszabb fúrásokban jelentős fizikai erőfeszítést jelentett (5-6 ember volt szükséges a betoláshoz).

— Komoly problémát okozott a vízszintes fúrásokban a szondák központosítása, különösen az akusztikus lyukfal-televíziós mérésnél, mivel ez a módszer rendkívül érzékeny az excentricitásra.

— A bizonytalan állapotú fúrások és a korlátozottan rendelkezésre álló idő miatt a mérések megismétlésére általában nem volt mód.

— Alkalmazkodtunk a mérési időpontok bizonytalanságához, tervezhetetlenségéhez, a mérések a riasztást követő egy-két órán belüli kezdésének igényéhez.

Az előfúrások méréseinek értelmezése

Az 1. ábrán — jellemző példaként — a Bp-4B potenciálfúrásban készült teljes mérési sorozatot mutatjuk be (SZONGOTH et al. 2010). Az elvégzett mérések alapján elkészítettük a petrológiai, a hidrogeológiai és a geotechnikai kiértékelést.

A petrológiai értelmezést alapvetően a természetes-gamma mérésből (3. szelvénymező) készítettük el a Magyar Állami Földtani Intézetől (MÁFI) kapott rétegsort (1. értékelő sáv) figyelembe véve. A mérési tartományt három kategóriába soroltuk (2. kiértékelő sáv):

— magas (50 $\mu\text{R/h}$ feletti érték) — kálicföldpát-tartalmú aplittalér.

— közepes (35–50 $\mu\text{R/h}$ közötti érték).

— alacsony (35 $\mu\text{R/h}$ alatti érték) — plagioklász-tartalmú aplittalér.

A természetes-gamma-szelvény magas, illetve alacsony értékű szakaszai általában azonosíthatóak voltak a magokon talált elváltozásokkal. Ritkább esetben a magokon nem látszott elváltozás határozott természetes-gamma-anómia esetében sem. Ezt valószínűleg szemmel nem azonosítható, utólagos urándúsulás okozta.

A lyukátmérő-szelvény (3. szelvénymező) jelzi az egyes nyitott repedéseket, illetve az erősen töredezett, a törésekből kihulló anyagú szakaszokat.

A hőmérséklet általában egy szűk tartományban — 20–22 °C — mozog, a leendő tárolótér környezetében (Kishurok, Nagyurok) ez az érték 19–21 °C. A tényleges hőmérsékletet torzítják — különösen a vízszinteshez közeli

fúrásoknál — az esetleges utántöltések, illetve a fúrás végén megjelenő levegővel töltött szakaszok. Az ilyen zavaró hatások ellenére a hőmérsékletmérés kitűnően megmutatja a vízbetörési helyeket. Minden egyes hőmérsékletanómália, amit a differenciálhőmérséklet-görbe látványosan jelez, egy-egy vízbeáramlással kapcsolatos. A hőmérsékletkülönbség — ami legtöbbször csak néhány tized fok — kapcsolatban van a bejutó víz mennyiségével, de a pontos mennyiség nem határozható meg, mivel a hőmérsékletváltozás függ a fúrás távolabbi részéből származó víz mennyiségétől és hőmérsékletétől is. Az általunk észlelt hőmérsékletváltozások az esetek többségében jól pontosították a Golder Associates Kft. pakkeres nyomásméréséből származó 10 m-es vízbetörési intervallumokat.

A fajlagos ellenállásmérésre alapozva — a felszíni mérések alapján meghatározott regressziós összefüggés segítségével — elkészítettük mind az RMR-, mind a Q-típusú kőzetállapot-előrejelzést (4. értékelő mező).

Az automatikusan kijelölt értékelési intervallumokat manuálisan összevontuk, a vágathajtási szempontok figyelembevételével (ne legyenek 3-5 méternél rövidebb intervallumok, lehetőleg ne legyenek két kőzetosztályt áthidaló ugrások). Az így kapott kőzettest-osztályozást összevettük a magleíráson alapuló, hagyományos kőzetminősítéssel.

Az akusztikus hullámkép szelvények (2. szelvénymező) alapján meghatároztuk a beérkezési időket, majd kiszámítottuk a longitudinális (V_p) és transzverzális (V_s) sebességet (1. szelvénymező). A kétféle sebességéből, valamint — sűrűségmérés hiányában, a fajlagos ellenállásból tapasztalati összefüggés alapján meghatározott — sűrűségi-szelvényből, az ismert összefüggések felhasználásával kiszámítottuk a kőzetmechanikai paramétereket (nyírási modulus, strength-index, Bulk-modulus stb.).

Az akusztikus lyukfal-televíziós felvételek (felső két szelvénymező) feldolgozását a felszíni méréseknél kialakított struktúrában végeztük (SZONGOTH et al. 2003, ZILÁHI, SZONGOTH 2008). 10 cm-es sűrűséggel meghatároztuk a fúrás dőlésszögét és dőlésirányát, ezután kijelöltük az egyes repedések települését és a repedések minőségét (2. ábra, 4. mező). Megszerkesztettük a repedéssűrűség és az amplitúdóátlag szelvényét, elkészítettük a repedésszisztiákat, valamint a pólussűrűség diagramot (ZILÁHI, SZONGOTH 2008b).

Az elektromos ellenállás és az akusztikus hullámkép-szelvények, valamint az akusztikus lyukfal-televíziós felvétel alapján kijelöltük a töréses zónákat (T1, T2 stb.), amelyeket a 3. értékelő sávban tüntettünk fel.

A fúrás tényleges irányát és dőlését, valamint az egyes pontok térbeli helyzetét (X, Y, Z) az akusztikus lyukfal-televíziós felvételtől határoztuk meg. A 3. ábrán a Z irány koordináta változását ábrázoltuk a fúrás hossz függvényében, feltüntettük a fúrás tényleges (mért) irányának eltérését a tervezett és a beállított iránytól. Ebben a ≈ 150 méteres fúrásban kiugróan nagy (4,4 m) volt a tervezett és a tényleges talp eltérése, mert a fúrás 40 m-től egyre jobban eltért az eredeti iránytól.

Kőzettest-osztályozás

A vágathajtás során a geológia, a hidrogeológia, a geotechnika és a geofizika legfontosabb feladata az érintett kőzettest szilárdságának (geotechnikai minősítésének) megállapítása, abból a célból, hogy a jövesztési technológiát (előinjektálás, fogáshossz stb.) és a kőzetbiztosítási kategóriát objektív módon előre lehessen tervezni, és azt ne az aktuális homlokkal szemrevételezésével kelljen megállapítani. Az előrejelzés hagyományos módja az, hogy a vágat tengelyvonalában mélyített előfúrás maganyagát a geotechnikai dokumentálás során standardizált repedezett-segелеlemzési módszerekkel (RQD, Kiruna stb.) vizsgálják. A gyakorlatban a dokumentálást végző geotechnikai szakember első lépésként értékelési intervallumokat állapít meg, majd ezeket a néhány méteres szakaszokat a fenti módszerekkel minősíti, ezután az így kapott értékek és egyéb minősítési tényezők (egy tengelyű nyomószilárdság, vízbetörési helyek stb.) alapján elkészíti az RMR-, Q- vagy egyéb rendszerű kőzettest-osztályozást. Alapvetően mindenütt ilyen vagy hasonló módszerrel történik a kőzet-osztályok meghatározása, de természetesen léteznek — a kőzettípustól (mészkö, gránit, homokkő stb.) és a szakmai hagyományoktól függő — helyi változatok is. A lényeg azonban közös, mindegyik módszer alapja a hiánytalannak feltételezett maganyag, a leírás erősen szubjektív és nagymértékben függ a dokumentáló személy gyakorlatától, valamint az értékelési intervallum kijelölésétől.

A több mint 10 000 m felszíni fúrás mérése és értelmezése során egyértelművé vált, hogy a granitoid típusú kőzetekben (de minden bizonnyal valamennyi kemény, repedezett kőzetben) az elektromos ellenállás és az akusztikus hullámkép típusú mérések rendkívül jól tükrözik a kőzet geotechnikai állapotát. A felismerés után 8 darab felszíni fúrás mélyfúrás-geofizikai szelvényei és RMR-rendszerű kőzettest-osztályozása (SZONGOTH et al. 2004, 2008) összehasonlítása alapján megállapítottuk néhány elektromos és akusztikus elven alapuló módszer regressziós kapcsolatát a kőzetállapottal (SZONGOTH et al. 2004, 2008). Az összefüggések alapján a felszín alatti fúrásokban eleinte kísérleti céllal, de rendszeresen, később megbízás alapján készítettünk a mélyfúrás-geofizikai mérésekre alapozott kőzetosztály-előrejelzést (4. ábra, SZONGOTH, HEGEDŰS 2010).

Az alsó mezőben a fajlagos elektromos ellenállás-szelvényt és a V_p kőzetsebességet olyan skálán ábrázoltuk, hogy a két görbe lehetőleg minél jobban illeszkedjen egymásra. Az illeszkedés jósága egyben a mérések ellenőrzését is szolgálja. Abban az esetben, ha a két — eltérő fizikai alapokon nyugvó — görbe jellege és szintje közel esik egymáshoz, a mérések alkalmasak kvantitatív számításokra. A középső mezőben a Q-, a felső mezőben az RMR-típusú kőzettest-osztályozásokat ábrázoltuk. Mindkét mezőben feltüntettük a magleírásra alapozott (Kőmérő Kft.) és az ellenállásslélvény (E40) alapján számított kőzettest-osztályozásokat. A felső mezőben az automatikusan kijelölt kőzetosztályozás mellett ábrázoltunk egy összevont osztályozást is, ahol figyelembe vettünk néhány fejtési szem-

pontot is (ne legyen 2–5 méternél rövidebb értékelési intervallum, lehetőleg ne legyen két kőzetosztályugrás). Látható, hogy a kétféle módszerrel készült osztályozás jellegében jól egyezik, csak 110,0–123,0 m között van néhol egy-egy kőzetosztály-eltérés (itt a magleírás rosszabb állapotú kőzetet jósol).

Amikor a felszín alatti mérések száma elérte a 10-et, elkészítettük e fúrások regresszióját is a geotechnikai RMR-értékekkel. Az 5. ábrán látható, hogy a felszín feletti és a felszín alatti mérésekből kapott görbék jellege megegyezik, és a kapott összefüggések is nagymértékben hasonlítanak.

A görbék lefutása, és az összefüggések közti nem jelentős eltérésnek számos oka lehet: a mélyfúrás-geofizikai mérések a felszín alatt más körülmények között történtek, mint a felszínen (fúrási átmérő, kavernásság, izspellenállás, vízszintes fúrás hatásai stb.); a magok geotechnikai leírását más szerkezet, más szakemberek végezték; a fúrási körülmények változtak (magkihozatali százalék, magelcsúszás, nem szimmetrikus kavernásság stb.).

A további mérések esetében a felszín alatti mérésekből meghatározott regressziós összefüggést alkalmaztuk.

Értelmezési példák egyéb típusú fúrásokban

Az előző két fejezetben az előfúrások komplex mérései alapján készített kiértékelést mutattuk be, itt az egyéb fúrásokban (szonda- és EDZ-fúrások) végzett kiértékelésekből mutatunk be néhány jellemző példát.

Szondafúrások

A lejtősaknák hajtása során az volt az elképzelés, hogy a Keleti lejtősakna kutatása (és fejtése) mindig megelőzi a Nyugati lejtősaknát és, így a Nyugati lejtősakna hajtásához mindig felhasználható az előbbre tartó Keleti lejtősaknából szerzett geotechnikai információ. Ebből a feltételezésből kiindulva a Keleti lejtősakna magfúrással és teljes mérési/vizsgáló eszköztárral készült, míg a Nyugati lejtősaknában csak kis átmérőjű (65 mm), 20–30 m hosszú, teljes szelvényű, ún. szondafúrások készültek, amelyekben csupán 10–15 méterenkénti pakkeres hidrodinamikai vizsgálatokra került sor. A szondafúrások jellegzetessége, hogy ezeket fúrókocsi fúrja, nem magfúrásként mélyülnek, így nincs vizsgálható mag. Kisebb — 65 mm-es — a furat átmérő és rosszabb állapotú a furat fala, mert gyémántkorona helyett ütvefúrva halad előre a fúrószár. Az így készült furatokban elsősorban fajlagos ellenállásmérést végeztünk, és ebből készítettünk RMR-típusú kőzettest-osztályozást.

Összesen több mint 20 db 20–30 méter közti szonda- és injektálást ellenőrző fúrásban végeztünk sikeres méréseket.

Elsőként a Bs-67 fúrás mérését mutatjuk be (6. ábra), ahol kizárólag ellenállásmérést végeztünk. Látható, hogy ez

a fúrás geotechnikailag változatos kőzetben haladt, hiszen I–V kőzetosztályig minden előfordult a 30 m-es fúrásban.

A következőkben mutatunk egy példát: a vágathomlokról mélyült 4 db fúrás, a fúrások elrendezése a 7. ábrán látható.

A 4 db 22–23 méteres fúrásból csak az egyikben (Bs–30) sikerült talpig lejutni, a felette levő fúrás (Bs–29) 16 m-nél összezáródott, míg a vágat másik oldalán levő 2 furatban csak kb. 12,5 m-ig lehetett lejutni. A Bs–30 fúrás (8. ábra) 13–18 m között rendkívül alacsony ellenállásértéket (~20 ohmm) mutatott, ez az érték még a murvás grániténál is alacsonyabb, az agyagnak megfelelő szint.

A másik három fúrásban csak kb. 2,5 métert lehetett bejutni ebbe a tektonikai zónába, de a korreláció segítségével kiserkeszthető a zóna települése és vastagsága is.

A négy fúrás korrelációját a 9. ábra mutatja be.

Látható, hogy az elagyagosodott zóna közel függőleges, az is valószínű, hogy az agyagos zóna vastagsága közel 5 méter széles.

EDZ-fúrások

Az EDZ-fúrások vizsgálatának célja a felszín alatti vágathajtás során igénybevett vágatközel környezeti geotechnikai és hidraulikai állapotának megismerése. Feladata egy- és kétpakkeres hidrodinamikai vizsgálat, valamint a lyukfal állapotának ellenőrzése optikai, illetve akusztikus lyukfal-televíziós méréssel.

A lyuktalpon (2–4 darab) ≈2 m mély, függőleges fúrás mélyült, ezeket az ABI-szondával a mélyebb fúrásokhoz hasonlóan mértük meg. A főtében és az oldalfalon

mélyült pozitív (így száraz) fúrásokban csak az OBI használható, így ezzel készültek a felvételek (HEGEDŰS et al. 2009).

A 10. ábrán egy erősen töredezett és egy jó állapotú kőzetet ábrázoló felvételt mutatunk be. A felvételek első szakaszán látszik, hogy jól elkülöníthető a 10–15 cm vastag torkrétbeton a kőzettől. A harántolt 1-2 méteres kőzet-szakaszt a repedezettség mértékének függvényében 1-től 5-ig terjedő skálán osztályoztuk.

Összefoglalás

Az eddig elvégzett nagyszámú mérés bebizonyította, hogy a felszín alatti különleges körülmények között mélyült fúrásokban is lehetséges sikeres mélyfúrás-geofizikai méréseket végezni, és a mérésekből a magvizsgálatokat és a pakkeres nyomásvizsgálatokat kiegészítő hasznos többlet-információkat szerezni. A mérések előnye, hogy nem függenek a magkihozattól. A maghoz képest 10-szeres átmérőről, tehát két nagyságrenddel nagyobb térrészről ad 10 cm felbontással gyors, objektív információt. A mérések kvantitatív információt is szolgáltatnak: a kőzetmechanikai paraméterek, a fúrólukátmérő, a fúróluk térbeli helyzete; és a mérésekből (a regressziós kapcsolat meghatározása alapján) elkészíthető a hagyományos kőzettest-osztályozás (RMR, Q) is, amely általában nagyon jó egyezést mutat a mag alapján, hagyományos módon készített előrejelzésekkel. A tényleges kőzetbiztosítási kategóriák és az általuk szolgáltatott kőzetállapot-előrejelzés közti korrelációt a későbbiekben kívánjuk vizsgálni.

Térkiképzési munkák Bábaapátiban

BERTA JÓZSEF

Mecsekérc Zrt., 7633 Pécs, Esztergár Lajos u. 19., 7614 Pécs, Pf.: 121
bertajozsef@mecsekerc.hu

Tárgyszavak: injektálás, jövesztés, vágatbiztosítás, vágathajtás

Kivonat

A cikk a Bábaapátiban létesülő Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló felszín alatti vágatainak építési munkálatait mutatja be a felszín alatti kutatás és a tároló beruházási munkáinak időszakában. Ismerteti az elkészült vágatokat, technológiai folyamatokat és teljesítmény adatokat.

Bevezetés

Az atomerőművi radioaktív hulladékok kezelésének kérdését Magyarország kiemelt feladatnak tekinti. A radioaktív hulladékok végleges elhelyezését előkészítő munka 1993 óta Nemzeti Program keretében folyik a Paksi Atomerőmű Rt., majd az Radioaktív hulladékokat Kezelő Kht. (majd Kft.) koordinálásával. Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezését felszín alatti, bányászati módszerekkel kialakított létesítményben, a nemzetközi szakmai ajánlások és gyakorlat figyelembe vételével tervezték.

A felszín alatti munkálatok 2005. februárban kezdődtek meg a felszín alatti kutatással, ami gyakorlatilag a Keleti és a Nyugati lejtősakna, az 1–6. összekötő vágatok, 6 db transzformátorkamra, 6 db kutatókamra és 2 db zompvágat megépítését jelentette. A megépített vágatoknak az volt a szerepe, hogy teret hozzanak létre a felszín alatti kutatási tevékenységek részére. Ezen túlmenően úgy kellett őket kialakítani, hogy alkalmasak legyenek a felszín alatti hulladéktároló működtetése során a hulladékok szállítására is. Ez a szakasz 2008 májusában fejeződött be.

A munkák folytatásához 2007 októberére elkészült a Bábaapátiban létesülő Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló

(NRHT) felszín alatti létesítményeinek műszaki tervdokumentációja, amelynek jóváhagyására az ÁNTSZ 2008. május 14-én kiadott 230-46/2008 számú, a radioaktív hulladék-tároló létesítési engedélyében került sor. Az ennek alapján elkészített kiviteli tervek szerint folytatódott a felszín alatti térkiképzés az alapvágatok, a tárolói vágatok és a felszín alatti vízmentesítő telep vágatainak kihajtásával 2010 áprilisáig.

Az így kialakított vágatrendszer szolgálja majd ki a Tároló-összekötő vágatból nyíló tárolókamrák építését és a betároláskori üzemeltetési, lezárási feladatokat, valamint a további kamrák építését

A kihajtott vágatokat az 1. ábra és az 1. táblázat mutatja be.

Térkiképzés

A Bábaapátiban létesítendő kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladéktároló földtani kutatási és beruházás előkészítési munkái során kialakított vágatoknak kettős feladatuk volt és van: teret hoztak létre a felszín alatti földtani, vízföldtani, geofizikai és geotechnikai vizsgálatok számára, valamint alkalmasak a lerakó építésének, üzemeltetésének és lezárásának kiszolgálására is.

1. táblázat. Vágatösszesítő

Vágat megnevezése	Vágat jele	Vágat hossza (m)
A felszín alatti kutatás során kihajtott vágatok		3897,3
Keleti lejtősakna	KA	1723,5
Nyugati lejtősakna	NA	1772,5
1-6. összekötő vágat	1-O, 2-O, 3-O, 4-O, 5-O, 6-O	147,8
Kutatóvágatok (6 db)	Pk, Kík, 1.vk, 2.vk, HGM-k, Vhk	137,7
1 6. transzformátorkamra	1.tr, 2.tr, 3.tr, 4.tr, 5.tr, 6.tr	44,8
Zsompvágat (2 db)	Kzsv, Nzsv	71,0
Az NRHT beruházása során kihajtott vágatok		1465,77
Keleti alapvágat	KAV	260,5
Nyugati alapvágat	NAV	252,4
7-8. összekötő vágat	7-O, 8-O	113,8
Kompresszorkamra	KOK	11,7
Tárolóépítési szállítóvágat	TFSZV	172,1
Tárolói szállítóvágat	TSZV	180,2
Tároló-összekötő vágat	TOV	228,5
<i>Ebből a Vízmentesítő telep vágatai</i>		<i>246,57</i>
Havária-zsompvágat	HZSV	7,0
Ellenőrzött zsompvágat	EI.ZS	63,4
Építési zsompvágat	EP.ZS	63,5
Szivattyúkamrák	SZK, SZKK, SZKN	84,9
Keleti zsompkút és Keleti zsonpakna	KZSK, KZSA	13,9
Nyugati zsompkút és Nyugati zsonpakna	NZSK, NZSA	13,87
Összes kihajtott vágat hossza		5363,1

A felszín alatti kutatás létesítményei

A felszín alatti kutatás egymással párhuzamosan két lejtősakna kihajtásával és az azokból elágazó egyéb térségek építésével történt. A felszín alatti térségek áthúzó szellőztetését, valamint az egymástól független két kijáratot és a menekülési útvonalat a lejtősaknák között 250 m-enként kialakított — összesen 7 db — összekötő vágat biztosította.

A lejtősaknák tengelytávolsága a nyitóponthoz 99,6 m. Ez a Keleti lejtősakna 130. m-e után csökken 32,2 m-re, amely távolság a Keleti lejtősakna 1430. m-éig marad meg. Innen a lejtősaknák közti távolság a tervezett hulladéklerakóhoz kapcsolódó alapvágatok elrendezése miatt 76 m-re növekszik. A lejtősaknák nyitópontjai a felszíni technológiai telephely térszintjénél magasabban vannak. Kezdő szakaszukon pozitív dőlésűek annak érdekében, hogy a felszínről még hirtelen jelentkező nagy esőzéskor se juthasson víz a vágatrendszerbe. Ezt követően egy átmeneti szintes szakasz után a lejtősaknák végig egyenletes, az alkalmazott gumikerekes járművek kapaszkodóképessége szempontjából elfogadható, -9,2%-os talpdőléssel mélyültek, kivéve az összekötő vágatok elágazását és az azok előtti és utáni 10 m-es szakaszt, ahol a járművek biztonságos kanyarodása miatt 0% a dőlés. Az összekötő vágatok 2%-os dőlésűek, a Nyugati lejtősakna felé lejtnek. A biztosítás beépítése utáni szabadszelvény méret a lejtősaknában általában 21 m², az összekötő vágatokban és azok elágazásának környezetében 25 m².

A nyomvonal tervezésénél szempont volt, hogy az a

felszíni kutatás során megismert törésvonalak területre jellemző irányára közel merőlegesen vagy azzal közel párhuzamosan haladjon. Mivel a nyomvonalon nem állt rendelkezésre megfelelő geotechnikai információ, a lejtősaknák vonalvezetésénél a nemzetközi ajánlasként (WATRP 2000) szereplő menet közbeni tervezés elve (*design as you go*) meghatározó volt. A vágathajtás során végzett előfúrások és vágatdokumentálás eredményeinek értékelése után, a harántolt repedésrendszerek és a felszíni kutatás során szerzett ismeretek alapján kétszer módosult a lejtősaknák nyomvonala.

A beruházás felszín alatti létesítményei

A lejtősaknák végpontjaiból beruházásként folytatódott a vágathajtás a Nemzeti Radioaktív-hulladék Tároló engedélyezési tervének megfelelően. Ez magában foglalja az úgynevezett Kishurok, a Nagyurok és a felszín alatti vízmentesítő telep vágatait, valamint a jelenleg a kiviteli terv készítésének fázisában lévő tárolókamrákat.

Az építendő vágatok végleges funkciójuk alapján különválaszthatóak. Vannak olyan vágatok, amelyek teljes kialakításuk és szerelvényezésük, valamint ellenőrzött zónává való minősítésük után csak a hulladékok tárolásával kapcsolatos tevékenységeknek adnak helyet. Ilyen a Tárolói szállítóvágat, részben a Tároló-összekötő vágat, a Havária zsompvágat, az Ellenőrzött zsompvágat, a Nyugati szivattyúkamra, részben a Nyugati alapvágat, a 7. összekötő vágat és természetesen a tárolókamrák. A többi vágat azt a célt

szolgálja, hogy abban az időszakban, amikor már hulladékok tárolása történik a felszín alatt, további tárolókamrák épülhessenek. Ide tartozik a Keleti alapvágat, a 8. összekötő vágat, az Építési zompvágat, a Keleti szivattyúkammera, részben a Tároló-összekötő vágat és a Nyugati alapvágat.

A tárolói funkcióknak megfelelően határoztuk meg a vágatok dőlését és szelvényméreteit. Azok a vágatok, amelyekben a hulladéksomagok szállítása fog történni, 33 m² szabad-szelvényűek. Ezt a méretet — az eredeti szállítási koncepció szerint — a hulladéksomagot emelő és a 7. összekötő vágattól a kamrába való szállítását végző teleszkópos emelőszlopú targonca helyigénye kívánta meg. A csak a térképezést szolgáló vágatok szelvénymérete 21 m² és 25 m².

Technológiai folyamatok

A térképezés több fő- és kiegészítő technológiai folyamattal történt. Ezeket egészítették ki, illetve szolgálták az infrastrukturális folyamatok.

Fő technológiai folyamatok:

- jövesztés,
- rakodás-szállítás,
- vágatbiztosítás.

Kiegészítő technológiai folyamatok:

- előinjektálás,
- vízmentesítés,
- szellőztetés.

Infrastrukturális folyamatok

- villamosenergia-ellátás,
- vízellátás,
- sűrítettlevegő-ellátás,
- hírközlés és informatika.

Az alábbi fejezetekben a fő- és kiegészítő folyamatokat ismertetjük.

Jövesztés

A vágathajtási munkáknál a jövesztés technológiájának megválasztását alapvetően a közetviszonyok határozták meg. A kihajtott vágathosszon három fajta közetjövesztési technológiát alkalmaztunk: markolókanalas jövesztést, robbantásos jövesztést és ennek a kettőnek a kombinációját.

Mindkét vágat kezdő szakaszán, a Keleti lejtősakna 75,0 m-ig, a Nyugati lejtősakna 95,0 m-ig, különböző mértékben aprózódott, mállott gránitban haladt. Itt markolókanállal lehetett jövesztetni, 1,0 m-es fogásokkal. A közet állékony, viszonylag könnyen jöveszthető volt.

A Keleti lejtősaknában 112,7 m-ig, valamint a Nyugati lejtősaknában 123,8 m-ig szelektív jövesztés (markolókanalas és robbantásos) vált szükségessé. Innen kezdődően túlnyomó részben robbantásos jövesztéssel történt a vágathajtás. Mindkét lejtősakna harántolt olyan tektonikus zavart zónákat, ahol szelektív jövesztést alkalmaztunk. Hasonló körülmények fordultak elő a Keleti és a Nyugati alapvágat kihajtásakor is egy-egy rövidebb szakaszon. Négy vágatszakszonon volt szükség zárt, elleníves vágatbiztosítás alkalmazására, ahol a vágattalpon is sor került 25 cm vastag betonhéz beépítésére. Ezen szakaszokat

kivéve az általános technológia szerint a vágattalpon nem építettünk be biztosítást.

A markolókanalas jövesztéshez Liebherr 900 típusú tunelbager állt rendelkezésre. Ez a berendezés a robbantásos jövesztésnél is fontos szerepet játszott, ezzel történt a robbantott felület kopogózása (a meglazult kőzetdarabok lefeszítése), illetve a betonlövés előtt, a talp és oldal találkozásánál, a kőzet eltakarítása.

A robbantásos jövesztéshez két fúrókaros, szerelőkosaras Atlas Copco L2C típusú önjáró, elektrohidraulikus fúrókalapáccsokkal felszerelt fúrókocsival történt a robbantólukak fúrása. A pontos fúrás kivitelezés érdekében lézeres irányítással és TCAD rendszerű, számítógéppel volt felszerelve a fúrókocsi. Tartalékként a rendelkezésre állt egy kisebb, egykaros, szerelőkosaras fúrókocsi is. A vágat-szelvény körüli közetkörnyezet minél kisebb roncsolódása miatt kőzetkímélő robbantást kellett alkalmazni, ami az alábbi technológiai elemek megvalósításával történt:

— A vágatok kiképzéséhez szükséges robbantólukak fúrását nagy teljesítményű, korszerű, elektrohidraulikus üzemű, önjáró fúróberendezés végezte, ez biztosította az előírt robbantóluk-telepítés pontosságát, valamint a robbantólukak párhuzamosságát.

— A kontúrlyukakba kis átmérőjű, töltetek kerültek (45 mm-es átmérőjű furatba 30 mm-es átmérőjű töltet).

— A kontúrlyukakban rövidebb volt a töltet hossza, mint a bővítő koszorúknál.

— A kontúrlyukak melletti szélső töltetkoszorú robbantólukai nem lehettek távolabb a kontúrtól 50 cm-nél.

— A kőzetkímélő robbantások egyik feltétele, hogy a lyukátmérő (d_{ly}) és a töltetátmérő (d_{ra}) hányadosa kisebb legyen, mint 0,5, amennyiben nagy detonációsebességű, nagy energiájú a robbanóanyag. A felhasznált LWC AL közepes detonációsebességű (4300 m/s) és energiájú Robbanóanyag, ezért az előbb leírt feltételtől ($d_{ly}/d_{ra} < 0,5$) kismértékű eltérés történt.

— A töltetekre fojtás került a robbanóanyaggal nem feltöltött teljes lyukszakaszon.

Az alkalmazott robbanóanyag: Emulgit LWC-AL volt. A töltetek indítása lyuktalpról történt DeM és DeD típusú villamos gyutacsokkal (25 ms, illetve 250 ms késleltetésű lépcsőkben). A robbantás teljes időzítése 3 másodperc volt. Fojtásként polietilén fóliába csomagolt, 25 cm hosszúságú, zúzottkőből álló töltények szolgáltak. A robbantóhálózat sorosan kialakított, és fix robbantóvezeték közbeiktatásával történt az indítás.

A jövesztésnél elvárás volt a meghatározott kitorési szelvény megvalósítása. Ennek ellenőrzése geodéziai módszerrel minden fogás jövesztése után megtörtént, az esetleges aluljövesztések helyén egyengető robbantással végeztük el a korrekciót.

Rakodás, szállítás

A lerobbantott kőzet kiszállítása nagy teljesítményű gumikerekes gépekkel történt. A kőzet felrakását 3 m³-es kanálú GHH LF 6.3 homlokrakodók, a kiszállítást 10 m³-es puttonnyal felszerelt GHH MK-A 20.1 bányabeli dömperek vé-

gezték. A dömperek megtöltése a jövesztett homlokhoz legközelebb lévő vágatkereztesződésben vagy a 33 m²-es szelvényű vágat esetén a vágatban, a homlok közelében történt.

A beruházási vágatok építéskor beszereztünk egy Terex Shafe-bagert, amely a lerobbantott közethalomba nyomott rakodóasztalon működő harcsolókarppárral továbbította a kőzetet egy láncos vonszolóra, amely közvetlenül a gép mögött álló dömpert puttyonába ürítette azt. Ez a berendezés jelentősen gyorsította a rakodási és szállítási folyamatot.

Vágatbiztosítás

Az alkalmazott térkiképzési és biztosítási módszer az NMT-re (Norwegian Method of Tunneling — norvég alagútépítési módszer, alagutak és vágatok biztosítására, BARTON et al. 1992) épül, és alapjaiban a BARTON et al. (1993) által kidolgozott és nemzetközileg elismert NGI-Q kőzetosztályozási rendszert követi és használja. Ebben a módszerben kitüntetett fontosságú a harántolandó kőzettestek megfelelő geotechnikai minősítése és osztályozása. A kutatóvágatok által harántolt kőzettestek osztályozása elsődlegesen a kutatóvágatok előfúrásaiból, végleges formájában pedig a vágathajtás során a fogásonként elvégzett geotechnikai dokumentáláskor történt.

Ezek alapján öt biztosítási technológia állt rendelkezésre. A 2. táblázat tartalmazza az eddig kihajtott vágatoknál alkalmazott biztosítási technológiák összesítését. Látható,

2. táblázat. Vágatbiztosítási kategóriák összesítése

Biztosítási kategória	Vághossz (m)	Összes %-a (%)
I.	0,0	0,0
II.	2151,85	41,9
III.	2254,51	41,8
IV.	587,27	9,3
V.	369,45	7,0
Összesen	5 363,1	100,0

hogy I. kategóriájú vágatbiztosításra eddig még nem került sor, túlnyomóan II. és III. biztosítási kategóriákkal lettek kihajtva a vágatok. A legszigorúbb biztosítási kategória (V.) szerint az összes vágat mindössze 7%-a épült. Ha ebből levesszük a lejtőszaknak kezdő szakaszait, ahol a felszínhez közeli, erősen mállott zónákat harántolták a vágatok (261,4 m), akkor a kihajtott vágatok csupán 1,9%-ában kellett az V. biztosítási technológiát alkalmazni. A majdani ellenőrzött zónához tartozó vágatok közül csak a Tároló-összekötő vágat déli végén volt egy 14,3 m hosszú szakasz, ahol egy törészóna miatt kellett ilyen kategóriájú biztosítást alkalmazni.

A beépített vágatbiztosításnak két fő eleme van: a kőzethorgonyok, és a löttbeton héj. A vágatpalástba a technológiai műveleti utasítás által meghatározott sűrűséggel és elrendezésben radiálisan kőzethorgonyokat építettünk be. A horgonyok rögzítése teljes hosszon cementalapú ragasztó-

habarccsal történt, amit Atlas Copco típusú MAI pumpával juttattunk a horgony számára lefűrt, 45 mm-es átmérőjű lyukakba. A horgonylyukak fűrése a robbantólyukak fűrésehoz is használt fúrókocsival történt. A lejtőszaknakban 2,4 m-es, a beruházási vágatokban a szelvénymérettől, kőzetkategóriától függően különböző hosszúságú (2,4 m-es, 3,0 m-es és 4,0 m-es) kőzethorgonyokat építettünk be. A Tárolói szállítóját – Tároló-összekötő vágat – Havária zsonpvágot elágazását 5,0 m hosszú kőzethorgonyok biztosítják. A beépített kőzethorgonyok 10%-át a beépítést követő 24 óra után terhelésvizsgálat alá vetettük. A kőzethorgony teherbírása akkor megfelelő, ha mállott kőzetben 50, egyéb kőzetben 100 KN a terhelhetősége. A vizsgálat alapján „nem megfelelő”-nek minősített kőzethorgonyok mellé póthorgonyokat építettünk be. Az alapvágatokban négy különböző kőzetkategóriájú helyen történtek kőzethorgony-kiszakítási mérések. Ezen mérések szerint a teljes hosszon beragasztott 2,4 m hosszú kőzethorgony 100 KN húzóerőnél sem szakadt ki a ragasztóhabarcsból.

Az összekötő vágatok nagy szelvényű keresztesződésének jobb kőzetkörnyezetben való kialakítása miatt a lejtőszaknakban elkészült hat összekötő vágat közül háromnak a helyét az eredeti tervhez képest 5–10 m-rel át kellett helyezni. Néhány esetben e vágatkerezteszések biztosításánál sűrűbben beépített, 3,5 m hosszú horgonyok alkalmazására volt szükség.

A vágatpalást biztosításának része a löttbeton, amelyet — kőzetosztálytól függően — különböző (8–25 cm) vastagságban építettünk be nedves beton alapanyag felhasználásával. A beépített löttbeton vastagságának ellenőrzését még friss állapotban való átfűréssel végeztük. A löttbetonozás minőségi megfelelőségének vizsgálatát és minősítését független vizsgáló laboratórium adta. Ennek során a betonlövés helyszínén ládába lött betonminta készült, amelyből a laboratórium készített mintatesteket nyomószilárdsági vizsgálat céljára. A minősítés a nyomószilárdság értéke alapján történt. A beépített beton in situ minősítését Hilti-szögbelevéses módszerrel végeztük. Ennek során szabványos töltetekkel Hilti-szöget löttünk a betonba. A minősítés alapja a szög behatolási mélysége és a szög kihúzásához szükséges erő.

Előinjektálás

A lejtőszaknak hajtása előtti vizsgálat az egyik lejtőszaknakban magfűrésos előfűrésokkal, illetve a másikban teljes szelvényű szondafűrésokkal történt. A további vágatokban mindenhol történt magfűrés és két szondafűrés. Ezek a fűrésok harántoltak olyan zónákat, amelyek vízáteresztő képessége meghaladta az engedélyezési tervben megadott határértéket, vagy amelyekből jelentősebb vízbeáramlásra lehetett számítani. Ezen helyek előrejelzésére a fűrésokban végzett pakkeres kútvizsgálatok szolgáltak, amelyek eredményei alapján a szükséges műszaki beavatkozás (előinjektálás) tervezhető és elvégezhető volt.

A vízkizárás célja a kutatóvágatok izolálása a felszín alatti vízáramlási rendszertől. Ez részben a vágat vízteleltése miatt szükséges. Emellett nem kevésbé fontos szempont annak megakadályozása, hogy a tároló megvalósítása

után, annak lezárását követően a tömedékelt vágatban mozgó, esetleg radioizotópokkal szennyezett víz egyes jó vízvezető képességű zónák mentén a felszín alatti áramlási rendszerbe jusson.

A felszín alatti kutatás időszakában hajtott vágatoknál ott kellett előinjektálást végezni, ahol az előfúrásokban, szondafúrásokban mért transzmisszivitás meghaladta az 1×10^{-6} m²/s-ot, valamint a vágat 100 m-es szakaszán a beáramló víz mennyisége elérte a 10 liter/perc értéket.

A beruházáshoz tartozó vágatokra vonatkozóan 4×10^{-7} m²/s transzmisszivitás a határérték, valamint a vágatbeli vízbeszivárgás mértéke maximum 5 liter/perc/100 m lehet.

Az előinjektálás a vágathomlokról legyezőszerűen előfúrt 16–25 db lyukban történt, egyre növekvő nyomással juttatva a cement alapú injektálóanyag-keveréket a vágat körüli repedéshálózatba. Közben lépésenként történt az anyag sűrűségének a növelése mindaddig, amíg le nem csökkent a lyuk nyelőképessége. A beruházási vágatoknál a szigorúbb határérték elérése miatt több esetben szükséges volt egy homlokról egymás után több injektáló ernyővel, néha különböző szemcseméretű anyaggal elvégezni az injektálást. Hosszabb injektálási vágatszakszonon több, egymással átfedésben lévő injektálási ernyővel történt a besajtolás.

Abban az esetben, amikor a vágathomlok repedezettsége olyan mértékű volt, hogy a cement alapú injektáláshoz használt technológiával nem volt megfelelő az injektálás hatásonossága — az injektáló anyag visszafolyhatott a homlokos — a vágathomlokot poliuretán-gyanta alapú injektáló anyaggal úgynevezett pajzsinjektálás vált szükségessé. Ennek célja a homlok repedéseinek eltömítése és egy előtépajzs kialakítása, amely mögé már sikeresen bejuttatható a cement alapú injektáló anyag.

A kihajtott 5363,1 m vágathossz kb. 30%-án kellett előinjektálást végezni, amely során közel 600 m³ injektáló anyagot sajtoltunk be.

Vízmentesítés

A lejtőszaknak kihajtásának időszakában kulcsfontosságú volt, de a továbbiakban is lényeges a megfelelően méretezett, megbízhatóan működő vízmentesítő rendszer. Lejtőszaknánként külön kialakított, több lépcsős emeléssel jut a víz a lejtőszaknakban kialakított 250 m³-es közbenső zompokba, ahonnan már egy lépcsőben történik a felszínig való vízemelés.

A közbenső zompokban történik a víz előüleptése, illetve vízkezelő berendezésekkel, sósav adagolásával végezzük a lóttbetonos technológia miatt magas pH-jú víz semlegesítését. Ezekből a zompokból vettük a vizet az egyes technológiai folyamatokhoz (robbantólyuk fúrás, pormentesítő locsolás).

Az eddigi felszín alatti térképészeti munkáinak időszakában 2010 áprilisáig a vízkibocsátás kumulált átlaga 146,5 liter/perc (211,0 m³/nap) volt.

Szellőztetés

Az áthúzó szellőztetés a Nyugati portálnál (a Nyugati lejtőszakna bejáratánál) légszilipbe épített, szívó üzemmódban működő 6 db Korfmann ALN 8–55 (7,2–10 m³/s) típusú ventilátorral, a parciális szellőztetés Korfmann AL

10–300 (16–24 m³/s) típusú ventilátorokkal, a közbenső zompok, kutatókamrák szellőztetése Korfmann ESN 6-110 (3,6–6 m³/s) típusú ventilátorokkal történt.

A lejtőszaknak közötti 1–6. összekötő vágatot légajtóval zártuk le. A 7. összekötő vágatban — a gyakori gépi áthaladás meggyorsítása és egyszerűsítése miatt — a légajtó helyett átlátszó, szegmensekből álló légtérelő függőnyt építettünk be. A 8. összekötő vágatban, mivel ez a bejáratoktól a legtávolabbi összekötő légút, nem telepítettünk légajtót.

A lejtőszaknak és alapvágatok építésének időszakában a behúzó Keleti lejtőszaknában telepített parciális ventilátorok 1000, ill. 1200 mm átmérőjű légszatsornán keresztül fűjték a friss levegőt a mindenkori vágathajtási homlokokra. A Tárolói szállítógátat, a Tárolóépítési szállítógátat és a Tároló-összekötő vágat hajtása szellőztetési szempontból sorosan kapcsolt elrendezésben történt annak érdekében, hogy megfelelő mennyiségű szellőztető levegő álljon rendelkezésre. Ez az elrendezés az egyes vágathomlokok robbantásának és a robbantási füst kiszellőztetésének időbeli és technológiai sorrendiségének összehangolását igényelte.

Teljesítményadatok

Az építendő felszín alatti terek elrendezése a kezdetektől fogva lehetővé tette, hogy párhuzamosan egyszerre mindkét lejtőszakna, illetve kettő vagy több vágat is épüljön egyszerre. Ez a gépkishasználás optimalizálása, a vágathajtási teljesítmény növelése szempontjából is lényeges. A feladat azonban nem csak vágathajtás. Előre tervezetten hidrogeológiai, geotechnikai kutató objektumokat kellett telepíteni, szükség esetén előinjektálást kellett végezni, illetve rendszeresen meg kellett szakítani a vágathajtást a magfúrásos előfúrások és teljes szelvényű szondafúrások kivitelezése, műszeres mérései miatt. Ezen körülményeket ismerve értékelhetjük a vágathajtási teljesítményadatokat.

Folyamatos munkarendben, a közel öt év munkavégzést nézve átlagosan 100 m/hó volt a teljesítmény, a fentiekben leírt egyéb tevékenységek elvégzése mellett. A legtöbb kihajtott vágat egy hónapban 163,3 m volt, amely hónapban még két előinjektálás is történt.

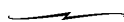
Összefoglalás

A Bataapáti Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló felszín alatti kutatási munkái 2005-ben kezdődtek a lejtőszaknak építésével, felszín alatti vizsgálatokkal, majd 2007-ben folytatódtak, a létesítmény beruházási munkájaként. Ennek során korszerű fúrásos-robbantásos jóvestéssel, közethorgonyzós és lóttbetonos vágatbiztosítási technológiával összesen 5364,6 m vágatrendszer építettünk meg. Az előírt határértékek betartása érdekében a vágathossz 30%-án cement alapú anyaggal injektáltuk a vágatok környezetét. A továbbiakban ezen vágatrendszerhez csatlakozva alakítjuk ki a hulladékcsomagok befogadására a tárolókamrákat. A hulladékok betárolásával párhuzamosan fog történni a további tárolókamrák építése.

Az EDZ vizsgálata geofizikai mérésekkel a Bátaapáti-telephelyen

PRÓNAY ZSOLT, TÖRÖS ENDRE, TILDY PÉTER

Eötvös Loránd Geofizikai Intézet H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.



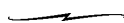
Tárgyszavak: akna, dielektromos állandó, direkthullám-amplitúdó, elektromos vezetőképesség, földradar-reflexió, geotechnika, kristályos kőzet, repedezettség, robbantás

Kivonat

A bátaapáti Nemzeti Radioaktív Hulladék-tároló kutatása és építése során vágathajtás és az ezzel járó feszültségátrendeződés miatt maradandó változást szenvedett térrész (Excavation Damaged Zone – EDZ) vizsgálatára a lejtősaknában geofizikai méréseket végeztünk. A méréseket a vágatfalán és sekélyfúrásokban, a vágathajtás után pár héttel és egy év elteltével, ugyanazonokon a helyeken és paraméterekkel végeztük. A szakirodalom szerint a zóna vastagsága az adott méretű vágat mellett, homogén anyagban 2-3 m-re becsülhető.

A feladat nem egyszerű, mivel eredendően nem homogén anyagban kerestünk inhomogenitásokat (kőzet = inhomogén anizotróp diszkontinuum, EGERER 1977), ezért a természetes változékonyság és az EDZ hatása sokszor nehezen volt szétválasztható. További, technikai jellegű problémát jelentett, hogy a fúrások mélyítése és az egyéb vizsgálatok miatt a méréseket csak néhány nappal a vágathajtást követően végezhetjük el, amikor a változások jelentős része már végbement, így a vágathajtás előtti állapot nem volt ismert.

A kipróbált módszerek közül (lyukbéli és vágatfali akusztikus és radar, sokelektrodás elektromos) elsősorban a lyukradar, másodsorban a vágatfali radarmérések adták a legjobb eredményeket. A lyukradarfelvételeken levő különböző hullámtípusok amplitúdó- és fázisadatainak vizsgálatával sikerült leképezni a vágat környezetének fizikai változásait. Nem várt módon még a faltól 10 m távolságban is jelentek meg, illetve haltak el törések, ami egyértelműen azt mutatja, hogy az EDZ idáig is kiterjed.



Bevezetés

A bátaapáti kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok tárolójának felszín alatti kutatása során a Nyugati lejtősakna 417,5 m-ében mélyített Bf-(11-18) és a Keleti lejtősakna 717,5 m-ében mélyített Bf-(21-28) sugaras EDZ-fúrásokban és a környező vágatfalán geofizikai vizsgálatokat végeztünk. A méréseket a vágat kihajtása után (alpmérés) és egy év elteltével (ismétlő mérés) végeztünk a granitoid kőzetben kialakuló EDZ kiterjedésének vizsgálatára.

A fúrásokban lyukradar, akusztikus átvilágítás és szeizmikus tomográf mérésekre, a vágatfalán radar, akusztikus és egyenáramú elektromos mérésekre került sor. A fúrásokban és a falon elvégzett, ugyanazon fizikai elven

működő, ugyanazokat a paramétereket vizsgáló mérések az értelmezés során egymást támogatták.

Az EDZ-ről általában

A vágat kihajtása során és utána a környezetében mechanikai változások mennek végbe. Ennek oka a nyomás- és feszültségviszonyok megváltozása az anyag kibányászását követően. A hatás a vágattól távolodva értelem szerűen csökken. A változások nagy része az első 2,5 hónap alatt megy végbe, de tapasztalhatóak több éves periódusú változások is (SUZUKI et al. 2004).

A cikkben az elnevezéseket az Európai Bizottság által szervezett 2003-as Cluster konferencián meghatározott

kvázi szabvány szerint használjuk (TSANG et al. 2005). Ezek szerint a vágat körül mechanikai szempontból két alapvető zónát különböztethetünk meg, az EDZ-t (Excavation Damaged Zone), amelyben a definíció szerint irreverzibilis változások mennek végbe, és az EdZ-t (Excavation Disturbed Zone) amelyben csak reverzibilis változások vannak. A szakirodalomban használják még a HdZ betűszót is (Hydraulic Disturbed Zone), amely a megváltozott hidraulikai viszonyokkal jellemezhető zónát jelenti (BASTIAENS et al. 2005). A HdZ-zóna kiterjedése egyébként sem az EDZ-vel, sem az EdZ-vel nem egyezik meg, értelemszerűen a kettő között van. Az EDZ-hez tartozik még a robbantások okozta BIDZ (Blast-Induced Damaged Zone) is (SAIANG 2008), mivel ez is visszafordíthatatlan változásokat jelent a vágat jó esetben közvetlen környezetében (1. ábra). Az ábrán is jól látható, hogy a robbantás okozta repedések a vágatfaltól indulnak, míg a feszültségváltozás okozta törések nem.

A geofizikai mérések tervezésénél előzetesen meg kell becsülnünk a zónák méretét. A Cluster konferencia tanulása szerint az EDZ-n belül kemény kristályos kőzetben 0,1–0,75 m-ig számolhatunk permeabilitás változással, míg a feszültségátrendeződés egy 5 m-es vágat esetén 2–3 m-es távolságig várható. Ezek azonban csak a homogén kőzetre vonatkoznak, repedezett anyagban a zóna szélessége megnőhet. Az EDZ méretei nagymértékben anizotrópok, különböző irányokban jelentős eltérések lehetnek, lefelé általában nagyobbak, mint felfelé, vagy oldalirányban (TSANG et al. 2005).

Mérési stratégia

Mivel előzetes információink az EDZ vastagságáról csak a szakirodalomból voltak, a méréseket úgy terveztük, hogy a közeli (<2 m) és a távolabbi zónát is vizsgálhassuk a rendelkezésre álló lyukak mélységéig (2–10 m). A két mélységtartományt a vágatfalról — a módszerek fizikai korlátai miatt — eltérő felbontással tudtuk vizsgálni.

A lyukradarmérések igen jó, a vágatfali radar- és az akusztikus mérések, valamint a tomográfia jó eredményeket adott. Az akusztikus módszer korlátjának bizonyult, hogy a nagyobb repedéseken, illetve helyenként a löttbeton és a vágatfal közötti elválási felületen a nagyfrekvenciás hullám nem ment át, ezért bizonyos lyukpárokból és falszakaszokon nincs értékelhető eredményünk. A vágatfalon végzett elektromos mérések is használható eredményeket hoztak, elsősorban a víztartalom változását képezték le.

A mérések mennyisége és eredményessége szempontjából a radarmódszer bizonyult a leghasználhatóbbnak, ezért cikkünkben ennek leírására szorítkozunk.

Vágatfali radarmérések

A földradarmérés során az adóantenna megfelelő energiájú és amplitúdójú elektromágneses hullámot bocsát

ki, amely különböző utakon, valamint az egyes határfelületekről visszaverődve jut el a vevőig, amely érzékeli a jelet, amelyet a központi egység digitalizál, és a vezérlő számítógép idősor formájában tárol. Ezt a műveletsort valamilyen irányban állandó idő- vagy térbeli lépésközzel megismételve radarszelvényeket kapunk. A hullámterjedés paramétereit (beérkezési idők, csillapodás) a Maxwell-egyenletek szerint alapvetően a közeg dielektromos állandója és ellenállása határozza meg.

A radarméréseket kétféle frekvencián (225 MHz és 1 GHz), kétféle behatolási mélységre terveztük. A várakozásokkal, és a szakirodalmi adatokkal (ANAN 2001) ellentétben a 225 MHz-es szelvények behatolása nem lett jobb, mint a nagyobb frekvenciával mérteké, felbontásuk azonban lényegesen rosszabb lett, ezért végül csak az 1 GHz-es tölcserantennával végzett méréseket értékeltük ki. A két mérés között eltelt időben a vágat jelentősen megváltozott, a löttbeton vastagsága megnőtt, a falra csöveket, kábeleket, elosztódobozokat szereltek, ezért a radar felvételek már csak ettől is jelentősen megváltoztak.

A mérést egy munkagépre szerelt, a levegőben vitt antennával végeztük (2. ábra), 50 m-es szakaszokon, 7, a vágattal párhuzamosan körben nagyjából egyenletesen elosztott szelvény mentén. A talp vizsgálata az erősen inhomogén feltöltés miatt reménytelen volt, ezért ezt kihagytuk. A méréseket a vágatban lévő akadályok miatt nem tudtuk a teljes hosszban megismételni.

A radarszelvények feldolgozásnál a nagyobb időknél levő reflexiók erősítésére törekedtünk. Az antenna iránykarakterisztikája miatt a módszer a közel vízszintes, de legalábbis ki dőlésű eseményeket emeli ki.

Példaképpen bemutatunk néhány jellemző eltérést, amely a két mérés között eltelt időben jelentkezett. Az ábrákon a szigorúan vízszintes direkthullám utáni első beérkezés a vágatfalról jövő reflexió. A Nyugati lejtőszakna bal oldalán (Ny) a felfelé 45°-ban álló antennával mért szelvény gyakorlatilag teljes hosszában a falról jövő reflexió után 5,7–8,2 ns-mal (35–50 cm) a későbbi méréseken egy erős reflexió tűnik fel (3. és 4. ábra). Az is jól látszik, hogy a diffrakciók megerősödtek és kiszélesedtek (például 34,5 m és 38–41 m). Ez az eredetileg is meglévő repedések növekedésére utal. Ugyanezek a szelvényeken új, csak kis távolságon követhető felületelemek jelennek meg nagyjából 1 m mélységig. Ilyen például a {31,5 m 28,8 ns} és {36 m 24,3 ns} koordinátákkal jellemzett pontok közötti. Hasonlóképpen a Nyugati lejtőszakna bal oldalán (Ny) 3 m magasságban mért szelvényeken (5. és 6. ábra) is megjelenik egy új reflexió 14–45 cm-re a vágatfal mögött. Ez is folyamatos, de az előbb vizsgált szelvényen látottal ellentétben nem közel vízszintes. A régebbi szelvényen látható reflexió gyengébb lett, az új reflektáló felületről visszavert energiának „köszönhetően”, valamint 1,2 m körüli mélységben egy végeredményben összefüggő, de alaposabban megnézve kisebb felületelemekből összeálló jelcsomag is megjelenik. A diffrakciók ebben az esetben is felerősödnek. A többi szelvényen is hasonló jelenségek láthatók. A Keleti lejtőszaknában bekövetkezett változásokat a 7. ábrán mutatjuk be a

vágat vázlatos (nem méretarányos) axonometrikus képén ábrázolva.

A két vágatban mért szelvények jellemzően eltérnek egymástól. Ezt illusztrálja a 8. ábra, amelyen az egyes vágatokban mért összes szelvény értelmezését egymásra rajzoltuk. Ennek alapján a Nyugati lejtősakna falától kifelé haladva három zónát különíthetünk el. Az első 20–30 cm vastag, szinte mindegyik szelvényen megjelenik. Az észlelt diffrakciók túlnyomó része ebbe a sávba esik. Itt jelentős mértékben keverednek a közetfizikai okokból és a falon végzett utólagos beavatkozásokból származó jelek. A két kategória elkülönítése a radarszelvények alapján nem lehetséges. Az alatt (mögött) egy 50–70 cm vastag, újonnan megjelent rövid reflektáló felületelemekkel jellemezhető zóna található. Ezzel némileg átfedésben, nagyjából 1,5 m-ig egy hosszán (több méteren, tíz méteren) követhető reflexiókból álló térrész következik. Ennek távolabbi határa nem definiálható, megegyezik a behatolási mélységgel.

A Keleti lejtősakna változatosabb képet mutat. Az előzőekben ismertetett zónás felépítés nem követhető egyértelműen, a kategóriák a térben átfedik egymást. Szembetűnő, hogy a kisméretű reflektáló felületelemek száma a Nyugati lejtősaknában tapasztaltakhoz képest lecsökken, a diffrakciók nagyobb térrészben szóródnak, míg hosszegységre eső gyakoriságuk szintén kisebb. Ha ragaszkodunk a kategóriákhoz, akkor ezekhez a következő jellemző vastagság értékeket rendelhetjük: a közeli zóna vastagsága 10–40 cm, a középső 20–70 cm között változik, míg a távoli határa itt is a behatolási mélység.

A mérés óta eltelt időben az Onkalo (Olkiluotoban épülő nagy aktivitású radioaktív hulladéklerakó) területén is végeztek vágatfali radarméréseket, a miénkhez hasonló módon és eredménnyel (SILVAST, WILJANEN 2008).

Lyukradarmérések

A lyukradar és a vágatfali mérések elve megegyezik, azzal a különbséggel, hogy a lyukradar esetén az adó- és a vevőantenna egymástól állandó távolságban, de elszigetelve egy közös házban van.

A mérés során különböző hullámtípusokat regisztrálunk (9. ábra). Ezek:

- direkt hullám a lyukat kitöltő levegőben vagy folyadékban,
- direkt hullám a környező kőzetben,
- reflexiók a határfelületekről,
- diffrakciók.

A direkt hullámok az adóból a vevőbe a lehető legrövidebb úton eljutó hullámok, közülük a kőzetben terjedő információt hordoz, a levegőben vagy vízben terjedő zajnak tekinthető. A diffrakciók a jel hullámhosszához képest kis (pontoszerűnek tekinthető) inhomogenitásokról visszavert hullámok.

A lyukradar méréseket a Nyugati lejtősakna 417,5 m-énél és a Keleti lejtősakna 717,5 m-énél mélyített (sorrendben Bf-[11–18] és Bf-[21–28]) fúrásokban két-két,

egymást egy évvel követő időpontban, két-két, a fúrások (elméleti) síkjába eső irányban szigorúan azonos paraméterekkel végeztük el. A fúrások neve és elrendezése a 10. ábrán látható. Az ismételt méréseknel a talpon levő Bf-18 lyuk nem volt járható, ezért a mérést, így értelemszerűen az összehasonlításokat sem tudtuk elvégezni.

A 60 lemért szelvényből egy jellemzőt mutatunk be a 11. ábrán. A 12–15. ábrán ennek példáján a feldolgozás lépései, valamint az értelmezés segítésére leszármaztatott, a későbbiekben részletezendő mennyiségek láthatók.

A direkt hullám amplitúdóinak vizsgálata

A sok szelvény szemmel történő összehasonlítása, a kis eltérések észlelése igen nehéz lett volna, ezért a kis eltéréseket célzott feldolgozással kiemeltük. Első lépésben a direkt hullám amplitúdóit vizsgáltuk. A kőzetben terjedő direkt hullám amplitúdóját a csillapodáson keresztül első sorban az elektromos ellenállás határozza meg, így annak vizsgálata egy kvázi ellenállásmérésként fogható fel. A megismételt mérésekből számított amplitúdók aránya a kőzetben végbement fizikai változásokra jellemző. A nyers felvételeken időbeli ablakkal választottuk el egymástól a kőzetben és a lyukban terjedő hullámtípusokat. Ez nem tökéletes megoldás, de mivel minden esetben ugyanezt tettük, ez a művelet az abszolút értékeket igen, de az arányokat nem befolyásolta. Az értelmezésnél lyukanként a mért két irány átlagainak arányát használtuk, ez egyértelműen jelzi a fúrás közvetlen környezetében a paraméterekben beállt változásokat. Példaként a 11. ábrán a Bf-11 fúrás első sorozatának felfelé néző antennával mért nyers szelvénye és a 14. ábrán az amplitúdók aránya látható.

Az arány módosulását okozhatja az elektromos ellenállás (áttétel) a víztartalom), illetve a repedések számának változása. Az utóbbi esetben első sorban a felbontóképesség alatti jelenségekről van szó, ahol az energia úgy „vész el”, hogy a hullám az adó és vevő közötti kis repedéseken áthaladva minden egyes határfelületen reflektálódik, így csak az energia maradék része halad tovább. Minél több az ilyen mikroreflexió, annál nagyobb a radar hullám teljes csillapodása. Csak a radarmérések alapján a határfelületek számának növekedéséből és az ellenállás csökkenéséből származó amplitúdócsökkenések nem választhatók szét egymástól. Mivel karotázs méréseket csak egyszer végeztünk, és csak a lyukak kis százalékában voltak egyáltalán adatok, ezek nem segítettek az értelmezést. Ezek után, jobb ötlet híján, az EDZ-hez tartozónak ítéltünk minden, a zajhatárt meghaladó változást. Az amplitúdóarányokat grafikusán ábrázoltuk, és elhelyeztük a fúrások mentén úgy, hogy mélység tengelyük egybeessen a fúrásokkal. A 16. ábrán példaképpen a Nyugati lejtősaknában végzett mérésekből származó eloszlásokat mutatjuk be. Az ábrázolásnál nem vettük figyelembe, hogy néhány fúrás erősen kilép a síkból. Az ábrán kicsit önkényesen kék szaggatott vonallal jelöltük az amplitúdóarányok megváltozása alapján feltételezett EDZ kiterjedését. Ennek mérete mindkét vizsgálati helyen 2,5–5 m között változik, de az eltérés nagysága lent oldalt

majdnem egy nagyságrenddel nagyobb, mint fent, és felfelé tendencia jelleggel csökken.

A reflexiók vizsgálata

A reflexiók vizsgálatánál a feldolgozott szelvényeket vettük figyelembe. Az volt a célunk, hogy semmilyen, szűrésből származó zajt ne vigyünk a szelvénybe, ezért a feldolgozás a direkt hullámok eltávolítására szorítkozott. A nyers szelvényeken is láthatók reflexiók (például az 11. ábrán 4,3 és 7,1 m-nél), de a feldolgozottakon a mennyiségük felülmúlja a vártat (12. ábra). Ezek a jelek, a módszer felbontását figyelembe véve, várhatóan 3 cm-nél nagyobb inhomogenitásokról származnak.

A reflexiók nagy száma miatt a szelvényeket leegyszerűsítettük olyan módon, hogy képfeldolgozási eljárások használatával először a hullámkép kontúrját képeztük, majd, mivel a hullám fel- és lefutó éle is megjelent a szűrés során, a párban megjelenő jelenségeket egy eseménnyé vontuk össze (13. ábra, piros vonalak). A művelet analóg a „skeletonization” néven ismert művelettel, de a szelvények jellegzetességeihez igazítva. Ezt a csontvázat megfelelő színnel ábrázolva egyrészt rá lehetett tenni a más időpontban mért szelvényekre (13. ábra), másrészt közvetlenül is összehasonlíthatókká váltak. Így elvesztettünk ugyan egyes gyenge reflexiókat, de a nagy tömegű összehasonlítás könnyebben elvégezhetővé vált.

A csontvázak használatára a 15. ábrán példaként a relatív reflexióssűrűség látható a két mérési irányban 10 cm-es lépésközzel. Ez az érték azt mutatja, hogy az adott sávban a lehetséges pixelek hányad részén látható reflexió. Mivel ez az érték az összegzett irányától is függ, az adott helyen a maximális értéket vettük figyelembe. A reflexiók jellemzően elég meredek dőlésűek (az időszelvény méreteiből adódó látszólagos „dőlésszögük” 30-40°), ezért lehet az ábrán a lyukmélységnél nagyobb, illetve 0-nál kisebb érték is, ezekben az esetekben a határfelület nem metszi a lyukat. A reflexióssűrűség értéke annál nagyobb, minél több és nagyobb távolságon át követhető reflexió metszi a fúrást az adott sávban. A relatív reflexióssűrűségeket ábrázolja a vágat körül a 17. ábra. Ennek alapján felismerhető egy közeli, az ábrán késsel jelölt sáv, amelynek szélessége 2-3 m. Kijelölése annak alapján történt, hogy a kezdeti érték eddig a távolsáig tendenciaszerűen csökken. Ez a viselkedés felel meg a várt EDZ-nek, amelyben a hatások a távolsággal csökkennek. Kijelölése a főtén elég bizonytalan, mert ott a kezdeti érték is kicsi. Meg kell azonban jegyezni, hogy a Nyugati lejtőszaknában az említetteknél lényegesen nagyobb értékek is előfordulnak, ezek végét az ábrán zöld vonalakkal jelöltük. Ez két dolgot jelenthet. Vagy a mérés és a vágathajtás között eltelt majdnem egy hónapban már lezajlott a kőzetmechanikai folyamatok lényegi része, vagy az ez által okozott inhomogenitások jóval kisebbek, mint a vágat körül eredendően létezők. Mindenesetre a gyorsan elvégezhető lyukradar-méréseket célszerűnek látszik a vágat kihajtása után a lehető leggyorsabban elvégezni. Ezzel szemben a Keleti lejtőszaknában jellemzően a vágat-

falhoz közel jelentkeznek a legnagyobb értékek. Ezek mellett az előző vizsgálati helyhez hasonlóan a faltól nagyjából 6 m távolságra itt is megjelenik egy nagy relatív reflexióssűrűséggel jellemezhető zóna.

Magukat a feldolgozott szelvényeket vizsgálva meglepő, hogy a várakozással ellentétben az észlelt szerkezetek idővel inkább eltűnnek, semmint, hogy újak jelenjenek meg. Ilyen például a Bf-12 fúrás felfelé irányú szelvényén az első mérésnél látható 5-6,5 m között 35-50 ns „mélységben” megjelenő erős reflexió (18. ábra), amely az ismételt mérésnél (19. ábra) hiányzik. Megjelenik viszont helyette egy 0 m, 30 ns-nál induló és nagyjából 1,2 m-nél kifutó reflexió, amelynek a korábbi szelvényen nyoma sincsen. E szerint a vágatfaltól 8,8 m távolságban új határfelület alakult ki.

Ugyancsak jól látszik, hogy az első mérésnél az 5,3 m 48 ns-nál látható markáns irányváltás is hiányzik az újabb mérésnél (18. és 19. ábra). Ez azt jelenti, hogy az itt észlelt sebességkülönbség (feltételezve, hogy nem a határfelület „egyenesezett ki”) idővel lecsökkent. A reflexiók kép Nyugati lejtőszaknában észlelhető legjelentősebb változásait a 20. ábrán mutatjuk be. A különböző jelenségeket eltérő színekkel jelöltük. Az ábramagyarázatban látható „sebesség kiegyenlítődik” szöveg gyakorlatilag sebességnövekedést jelent. Sebességsökkenést csak a főtén találtunk. Az „erősödik” a többi, egymásnak megfeleltethető reflexiókhoz képest jelentős változást jelent, csakúgy, mint az „elhalás”. Az „eltűnik” és a „megjelenik” kifejezés jelentését nem kell magyarázni, ezek az előbbiekhöz képest még durvább amplitúdóváltozást jelentenek.

Az EDZ határának lyukanként a legtávolabbi jelentős változás helyét vettük. A Bf-11 fúrás esetében ez a határ megegyezik a lyukmélységgel, így nem kizárt, hogy ennél nagyobb. A többi fúrásban ilyen nem találtunk. Itt kell hangsúlyozni, hogy egyrészt a lényegtelennek tűnő változásokat nem ábrázoltuk, másrészt a módszer felbontása véges, ezért valószínű, hogy kisebb repedések az itt közölnél nagyobb távolságokban is megjelenhetnek.

A radarmérések eredményei

A radarmérésekből különböző elvek szerint kidesztillálható eredményeket a 21. és 22. ábrán foglaltuk össze. Ezek alapján jól elkülönül egy belső zóna, amely sötétkék színnel a relatív reflexióssűrűség alapján rajzolódik ki, és annak tendencia szerinti csökkenő része adja. Ez 1-2,5 m vastag, a vágatfalán végzett méréseken is követhető, és csak enyhe aszimmetriát mutat a vágat függőleges tengelyéhez képest. Ez feltehetőleg a klasszikus EDZ-vel azonosítható.

Az ábrákon szaggatott zöld vonallal jelölt helyek a relatív reflexióssűrűség maximumát jelölik ki. Ezek azonban nem követhetők a vágatban történő változásokhoz, nagy valószínűséggel a kőzet természetes töréseit, inhomogenitásait mutatják.

Van azonban egy külső zóna is, amit általában a lyukradar reflexiók jellegváltása, ezek megjelenésének vagy

eltűnésének legtávolabbi helye rajzol ki. Kivétel ez alól a Bf–13 fúrás, és kisebb mértékben a Bf–28 is, ahol a direkt hullámok amplitúdóváltozása a legtávolabbi, egyértelműen kimutatható eltérés a két mérésorozat között.

Ennek a zónának a határai 2,5 és 10 m között vannak, és az előzőnél lényegesen nagyobb aszimmetriát mutatnak, mind a függőleges, mind a vízszintes tengely két oldalán. A

zóna szélessége lent szignifikánsan nagyobb, mint fent. A változások ezen a sávon belül egyértelműek, a két mérés közötti időszakban itt mindenképpen történt valamilyen elmozdulás, ami repedéseket zárt össze, illetve újabbakat nyitott meg. Ezt csak a feszültségátrendeződésekkel, és a klasszikus EDZ meglévő repedések mentén történő megnagyobbodásával tudjuk magyarázni.

A földtani gát leképezése a Bábaapáti-telephely (Dél-Dunántúl) biztonsági értékelési modelljében

BÓTHI ZOLTÁN, DANKÓ GYULA, BENEDEK KÁLMÁN, MOLNÁR PÉTER, MEZŐ GYULA

Golder Associates (Magyarország) Zrt., H-1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 54.

Tárgyszavak: biztonság, Délkelet-Dunántúl, földtani gát, hulladék-elhelyezés, kockázatértékelés, Magyarország, matematikai módszerek, Mórággyi-rög, műszaki gát, valószínűség

Kivonat

Jelenleg is folynak Bábaapátiban a Nemzeti Radioaktív Hulladék-tároló (NRHT) építési munkálatai. A tervek szerint ez a létesítmény fogja befogadni a Paksi Atomerőmű kis és közepes radioaktivitású üzemviteli (és majdan leszerelési) hulladékait. A tárolót a Mórággyi Gránit Formáció repedezett kristályos kőzeteiben alakítják ki a felszín alatt pár száz méterrel.

A telephelyen elvégzett földtani kutatási program során kiemelt figyelmet fordítottak a felszín alatti vizek, mint a hulladékból kikerülő radioaktív izotópok transzportközegének a megismerésére. Az eddigi kutatások felismerései alapján alakították ki a terület vízföldtani blokkosodását figyelembe vevő koncepciómodellt, amelyet felhasználva háromdimenziós hidraulikai és transzportmodelleket fejlesztettek ki. Ezeknek az eredményeit, tapasztalatait, értelmezéseit alapul véve alakítottuk ki a biztonsági értékelés geoszféra-moduljának a matematikai modelljét.

A telephely vízföldtani adottságai szükségessé tették speciális matematikai modellek kifejlesztését a radioaktív izotóp földtani környezetben megvalósuló terjedésének a vizsgálatához. Ehhez a kristályos befogadó kőzetekre vonatkozóan kialakított, nemzetközileg elfogadott egydimenziós párhuzamos árampályákat alkalmazó megközelítést vettük alapul, és fejlesztettük azt tovább úgy, hogy képes legyen a Bábaapáti-telephelyen a tároló végleges lezárását követően kialakuló vízföldtani viszonyok között végbemenő transzportfolyamatokat megfelelően leírni.

Bevezetés

A Bábaapátiban épülő radioaktív hulladék-tároló kialakításában a nemzetközileg ajánlott földtani elhelyezés koncepcióját alkalmazzák. Ennek lényege, hogy a radioaktív hulladék elhelyezésére olyan rendszert alakítanak ki, ahol a megfelelően kiválasztott földtani környezetben megépített műszaki gátrendszer biztosítja az ember és környezete biztonságát. Ez azért hatékony megoldás, mivel a figyelembe veendő időtávlatban (az elhelyezni kívánt hulladék összetételétől függően ez akár millió év is lehet) semmilyen ember által kialakított műszaki gát megbízhatósága nem garantálható teljes mértékben, azaz szükség van a természetes gátak visszatartó képességének kihasználására is. Ezért szükséges a telephelykutatás során kiemelt figyelmet

szentelni a földtani környezet olyan szintű megismerésére, amely lehetővé teszi a tároló üzemeltetését követő időszakban, annak végleges lezárása után kialakuló viszonyok és folyamatok megfelelő megbízhatósággal történő előrejelzését.

A hosszú távú radiológiai biztonság értékelésekor az erre vonatkozóan felállított koncepciómodellek, forgatókönyvek kvantitatív értékelését végezzük matematikai modellek alkalmazásával. GOLDSWORTHY et al. (2003) megemlíti, hogy a biztonsági értékelés bizonytalanságának kezelésére jelenleg a nemzetközi gyakorlatban három matematikai módszert alkalmaznak: determinisztikus, sztochasztikus és fuzzy-aritmetikán alapuló eljárásokat. Bábaapáti esetében mindhárom módszert alkalmaztuk a Létesítési biztonsági értékelés (BÉRCI et al. 2007) elkészítése során. A biztonsági

értékelés egyik legfontosabb feladata annak vizsgálata, hogyan terjednek a hulladékformából kikerülő radioaktív izotópok a műszaki gátrendszeren, valamint a földtani környezetben keresztül. A szennyezőanyagok transzportja elsősorban a felszín alatti vizekkel valósul meg, ezért a terület vízföldtani viszonyainak és ezáltal a radioaktív izotópok lehetséges terjedési útvonalaiknak a meghatározása a biztonsági értékelés számára kiemelt jelentőségű.

A cikkben először bemutatjuk a Bataapáti-telephely földtani, vízföldtani tulajdonságait a hosszú távú biztonság szempontjából meghatározó elemekre koncentráva. Ezt követően ismertetjük a tároló lezárását követően kialakuló viszonyokat, valamint az erre az állapotra vonatkozó koncepciómodelleket. A cikk legfontosabb részét a biztonsági értékelés során a geoszféraiban lezajló szennyezőanyag-terjedés vizsgálatához alkalmazott matematikai modell bemutatása képezi. Ismertetjük a radioaktív izotópok földtani környezetben keresztül megvalósuló transzportjának a telephely speciális viszonyaihoz igazított, a jelenlegi vízföldtani koncepciómodellekkel összhangban álló matematikai leírását, és röviden áttekintjük a biztonsági számítások eredményeit.

Földtani, vízföldtani áttekintés

Földtani felépítés

A terület a Keleti-Mecsek környezetében, a Mecsekaljavonaltól délre helyezkedik el a Geresdi-dombság térségében. A Bataapáti-telephely befogadó köze a Mórógyi Gránit Formációba tartozó — elsősorban monzogranit, monzonit, illetve hibrid — közettípusokból álló kristályos kőzet, így a radioaktív hulladék-elhelyezés szempontjából a kristályos befogadó kőzetű telephelyek közé sorolható. A terület földtani felépítése (BALLA, GYALOG 2009) a telephely szűkebb környezetében egyszerűnek tekinthető: az alsó-karbon kristályos kőzetek fedőjében pleisztocén lösz található, illetve a grániton belül megjelennek a kréta Rozsdás-serpenyői Alkálizalt Formáció telér kőzetei is.

A telephely hosszú távú biztonsága szempontjából kiemelt jelentőségű a grániton belüli repedésrendszer, ezért a földtani viszonyok ismertetésekor ki kell térni a terület szerkezetfejlődésére, illetve a jelenleg megfigyelhető tektonikus szerkezetek jellemzőire. A terület fejlődéstörténetéből a magmás, illetve képlékeny szerkezetalkulási szakaszokba sorolható események a hosszú távú biztonság szempontjából másodlagosak, ezért itt csak a rideg, töréses szerkezetfejlődési szakaszokkal és hatásukkal foglalkozunk. A legidősebb (nyomozható) töréses szerkezetalkulás a középső-krétára datálható, amikor a Mecsek, illetve a Villányi-hegység gyűrődése, felpikkelyeződése megtörtént (MAROS et al. 2004). A késő-krétában ezt egy ÉK–DNy-i csapású, balos eltolódásokkal jellemezhető fázis követte. A legjelentősebb mértékű szerkezetalkulásra a kora- és középső-miocénben került sor. Ekkor a kőzetek az óramutató irányával megegyező forgást végeztek, amelynek

hatására gyorsan változó feszültségtérre jellemző deformációk következtek be. Végül az utolsó szerkezetalkulási fázisra a késő-miocénben került sor. Ez a Mecsek és a Villányi-hegység kiemelkedésével együtt jár, a korábban kialakult ÉK–DNy-i csapású balos eltolódások reaktiválódásával járó esemény alakította ki a jelenleg megfigyelhető fő szerkezeti elemeket. A többfázisú szerkezetfejlődés hatására összetett repedésrendszer alakult ki a területen, amelyen belül négy töréscsalád különíthető el (BALLA, GYALOG 2009):

- a magmás és metamorf szerkezeteivel párhuzamos, ÉK–DNy-i irányú, általában ÉNy felé meredeken dőlő töréses síkok;

- az előzőekre nagyjából merőleges (ÉNy–DK-i, illetve ÉÉNy–DDK-i csapású), uralkodóan ÉK-ies dőlésű törések, amelyek feltételezhetően átszelik az előző repedéseket;

- közel függőleges dőlésű, alapvetően K–Ny-i csapású törések;

- és végül az alárendelten megjelenő, É–D-i csapású, erősen változó meredekségű repedések.

A vázolt szerkezeti irányok határozzák meg a telephelyen végbemenő radioaktív izotópok transzportja szempontjából leglényegesebb vízföldtani képződmények — a torlasztó-szigetelő szerkezetek, a nagy transzmisszivitású töréses övek, a vízvezető pászta, valamint az egyedi repedések — általános irányultságát, továbbá egymáshoz viszonyított kapcsolódási rendszerét.

Vízföldtani kép

A vízföldtani képen belül először általános ismertetést adunk, majd a lezárás utáni állapotot tárgyaljuk.

Általános ismertetés

Az évi átlagos 658 mm csapadékból mindössze 24 mm/év (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004) éri el a kristályos kőzetek felszínét. A gránit felső részét képező mállási öv vízvezető képessége nagyobb az alatta lévő üde kőzetekével összehasonlítva, ezért az ebbe a zónába jutó víz mintegy 95–96%-a horizontálisan mozog tovább a völgyek irányába. Így mindössze 1 mm/év nagyságrendű az üde gránit képződményeibe beszivárgó és ezzel a mélységi vizek áramlási rendszerét terhelő utánpótlás mennyisége.

A területen elvégzett interferenciás és egykutas kútesztek, valamint a területen üzemelő vízföldtani monitoringrendszer adatai és eredményei alapján meg lehet állapítani, hogy a vizsgált kőzet vízföldtani szempontból több vízföldtani blokkra osztható (BENEDEK et al. 2009). Ezeket a blokkokat egymástól K–Ny, É–D, illetve ÉK–DNy csapású torlasztó-szigetelő szerkezetek választják el (1. ábra), amelyek általában egy erőteljesen átalakult, többnyire agyagosodott magból, illetve az azt egy vagy két oldalról kísérő, vízvezető tulajdonságú, töredezetebb kárzónából állnak. Ezeket a több száz méteres kiterjedésű zónákat eddig semmilyen vízföldtani jel nem tudta kimutatható mértékben áttörni, ugyanakkor a területen zajló kivitelezési tevékenységek következtében számos helyen megsérültek

(pl. Klára-törés, Péter-törés, 1. ábra A és B jelű eleme). Ez utóbbi esetekben már a vízföldtani hatást is ki lehetett mérni a szomszédos blokkokban, azaz azok elkülönülése megszűnt, vagy mérséklődött. A kivitelezést megelőző állapotban az egyes blokkokon belül a becsült nyugalmi nyomások megközelítően azonosnak tekinthetők, azaz azok elsősorban nyugalmi nyomásaik alapján különíthetők el egymástól, amelyet diszkriminanciaanalízis segítségével is igazoltunk (BENEDEK et al. 2008a).

A blokkon belüli üde granitoid kőzetek ekvivalens vízvezető képessége a vízföldtani modellezések eredményei alapján 3×10^{-8} m/s körüli a blokkok léptékében (MEZŐ, BENEDEK 2007), bár azon belül a térbeli változékonyság igen jelentős. A területen elvégzett egyedi kúthidraulikai mérések eredményei alapján a 10 méteres vizsgálati szakaszokra meghatározott transzmisszivitás értéke mintegy hét nagyságrenden belül (1×10^{-11} m²/s-tól 1×10^{-4} m²/s-ig) változik.

A terepi megfigyelések alapján az egyes vízföldtani blokkokon belül jobban, illetve gyengébben vízvezető pásztaák különíthetők el (MEZŐ 2010). Ezt elsősorban az azokban megjelenő repedések transzmisszivitáseloszlása alapján lehet elkülöníteni, ugyanis a vizet jobban vezető pásztaákban nagyobb transzmisszivitású képződmények is megjelennek, és a transzmisszivitáseloszlásuk a nagyobb értékek felé tolódik el a vizet gyengébben vezető pásztaákkal összehasonlítva. Ezek a pásztaák általában ÉK–DNY-i csapás mentén követhetők, ami megfelel a Mórági Gránit általános irányítottágának. Az esetek többségében hasonló csapást követnek az alkáivilkánit-teléreik is. A telérek mindkét oldalán néhány méter vastag fellazult zóna található, amely összefüggő, jól kommunikáló repedésrendszert alkot.

A bataapáti telephely legnagyobb transzmisszivitású (1×10^{-7} – 1×10^{-5} m²/s transzmisszivitású) vízvezető zónái kivétel nélkül ehhez a teléretek kísérő vagy a telérektől függetlenül is előforduló ÉK–DNY-i szerkezeti irányhoz kapcsolódnak. Ahogyan a telérek rajokba rendeződnek, úgy e vízvezető zónák is csoportokat, pásztaákat alkotnak. A tervezett kamramező ÉNY-i részét is egy ilyen alkáivilkánit-telér (1. ábra D jelű eleme) szeli át (SZEBÉNYI et al. 2009).

A terület jellegzetes vízföldtani blokkosodása egyedi vízföldtani koncepciómodell kialakítását tette szükségessé. Ennek lényege, hogy egy egységes rendszerbe foglalja az egyes vízföldtani blokkokon belüli, valamint a blokkok közötti hidraulikai és transzportfolyamatokat. Eszerint az egyes vízföldtani blokkok vízforgalma az alábbi komponensekből származtatható (BENEDEK et al. 2009):

— utánpótlás: beszivárgás a felszín felől, átbukás a felvízi blokkból, átszivárgás a torlasztó-szigetelő szerkezeteken keresztül;

— megcsapolás: átbukás az alvízi blokkba, átszivárgás a torlasztó-szigetelő szerkezeteken keresztül, felszíni megcsapolás.

A blokkokon belül a hidraulikai viszonyokat — az egyes blokkokon belüli kis hidraulikai gradienst, az egymástól nagy távolságra lévő területek jó hidraulikai kommuni-

kációját — elsősorban a nagy transzmisszivitású repedések, törések övek határozzák meg. Ezzel szemben a transzportfolyamatokban a sokkal nagyobb tömegben jelenlévő, kis transzmisszivitással rendelkező háttérrepedés-rendszer szerepe a meghatározó (BENEDEK et al. 2008b).

A felszíni megcsapolás során a mélyebb eredetű vizek minden esetben keverednek a mállott gránit zónájában horizontálisan áramló vizekkel. A számítások arra engednek következtetni, hogy a völgyek mentén áramló víznek csak mintegy 3-4%-a tekinthető mélyebb eredetűnek, azaz a mélyebb eredetű vizek hígulása 25-30-szorosra tehető (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004).

A terület biztonsági megítélése szempontjából nemcsak a vizsgált kőzettest (gránit) eredeti vízföldtani tulajdonságai bírnak jelentőséggel, hanem az is, hogy az adott kőzet vízföldtani tulajdonságai kisebb-nagyobb mértékben megváltoznak a területen zajló kivitelezési munkálatok következtében. A megközelítő vágatok, illetve kamrák robbantásos jévesztése során ugyanis a kőzet eredeti tulajdonságai egy keskeny zóna mentén megváltoznak, ezt hívjuk EDZ-nek (EDZ = Excavation Damaged Zone = vágathajtás során fellazult zóna). A terepi mérések alapján az EDZ vastagsága a vágatpalástokon és a főtében 0,5 m, a vágattalpon viszont 0,7-0,8 m (KORPAI et al. 2009). A mérések és a megfigyelések alapján a vágatok mentén egy általános elterjedésű, összefüggő és jól kommunikáló repedésrendszer jött létre, amelynek az átlagos transzmisszivitása 5×10^{-6} m²/s (SZEBÉNYI et al. 2009).

A lezárást követő állapot

A telephely kutatásából rendelkezésünkre álló információk a kutatáshoz és kivitelezéshez kapcsolódó bolygató hatásokat megelőző, illetve az építési, azaz az üregháló kialakításához kapcsolódóan létrejövő állapotokra vonatkoznak (BENEDEK et al. 2007b). Ezekből az ismeretekből kell a tároló lezárását követően kialakuló (a rendszer visszatöltődési időszakát jellemző) tranzienst, valamint annak befejeződését követően kialakuló egyensúlyi állapotra vonatkozóan előrejelzéseket tennünk a hosszú távú biztonsági értékelés megalapozásához. A lehetséges lezárást követő egyensúlyi állapotok megállapításához az ismeretekkel konzisztens koncepciómodell kialakítására, valamint annak felhasználásával előrejelzésre alkalmas, kamramező / vízföldtani blokk / telephelyléptékű, háromdimenziós vízföldtani modellek fejlesztésére és vizsgálatára van szükség.

Az eddig elvégzett modellezések (BENEDEK et al. 2007a, BÓTHI, GYÖNGYÖSI 2009, MEZŐ, BENEDEK 2007, MEZŐ 2010) eredményei azt mutatják, hogy a lezárást követő egyensúlyi állapot jellegét döntő mértékben meghatározzák a tároló végleges lezárásakor kialakított műszaki gátrendszer tulajdonságai. A műszaki gát elemei közül kiemelt jelentőséggel rendelkeznek a megközelítő vágatokban a torlasztó-szigetelő szerkezetek harántolásának a helyén kialakítandó vízgátak. Annak függvényében, hogy a harántolás helyén milyen vízzáró tulajdonságú szerkezetet sikerül megvalósítani, a lezárást követő időszak két, egymástól jelentős mértékben eltérő, egyensúlyi állapottal rendel-

kezhet (2. ábra). Az egyes állapotokat a kialakuló hidraulikus potenciáltér, illetve az annak hatására létrejövő áramlási rendszer, valamint a szennyezőanyagok terjedésében figyelembe veendő folyamatok jellege, illetve egymáshoz viszonyított aránya határozza meg.

A TÁROLÓ MEGFELELŐ LEZÁRÁSA

A telephelykutatás során elvégzett vizsgálatok és elemzések igazolták (BALLA et al. 2003, SZEBÉNYI et al. 2009), hogy a telephely kivitelezést megelőző áramlási rendszere kedvező vízföldtani adottságokat biztosít a radioaktív hulladékok elhelyezésére. Következésképpen, ha sikerül olyan lezárást követő egyensúlyi állapotot kialakítani megfelelő műszaki megoldások alkalmazásával, amely alapvetően megegyezik az építést megelőző állapottal, akkor a radioaktív hulladékok elhelyezése biztonságosan megvalósítható.

BENEDEK et al. (2007a) a megközelítő vágatokban kialakítandó vízgátak elhelyezését vizsgálva megállapította, hogy azok akkor képesek a tárolóból kijutott szennyezőanyagok megfelelő mértékű visszatartását megvalósítani, ha azokat pontosan a torlasztó-szigetelő szerkezetek harántolásának a helyén alakítják ki. Ebben a kedvező esetben a torlasztó-szigetelő szerkezetek egymástól hidraulikailag elkülönülő blokkokra osztják fel a területet, melyek között — a kivitelezést megelőző állapothoz hasonlóan — csak rendkívül korlátozott mértékű vízforgalom valósul meg.

BÓTHI, GYÖNGYÖSI (2009) érzékenységvizsgálatot végzett a MEZŐ, BENEDEK (2007) által kifejlesztett — a telephelyet és környezetét magába foglaló (azaz telephelyléptékű) — vízföldtani modell felhasználásával, hogy megállapítsák a vízgát vízzáróságának (vízvezető képességének) a hatását a szennyezőanyagok terjedésében. Megállapították, hogy a gránit blokkléptékű ekvivalens vízvezető képességével (3×10^{-8} m/s) nagyságrendileg megegyező vagy annál kisebb vízvezető képességű vízgát kialakítására van szükség ahhoz, hogy a tárolóban elhelyezni kívánt hulladékmennyiség egészét biztonságosan elhelyezhessék az aktuálisan elfogadott műszaki megvalósítások figyelembevételével.

MEZŐ (2010) részletesen elemezte a telephelyléptékű vízföldtani modell felhasználásával a lehetséges lezárást követő egyensúlyi állapotokat. Ennek keretében összehasonlította a tároló kialakítását megelőző állapotra meghatározott hidraulikus potenciáltérrel a tároló végleges lezárását követően kialakuló egyensúlyi állapotra vonatkozó ekvivalens értékekkel 5×10^{-6} m/s, illetve 1×10^{-4} m/s vízvezető képesség feltételezésével a tömedékelt kamrákra, valamint a gránituzalékkal visszatöltött megközelítő és elosztó vágatokra vonatkozóan. A tároló megfelelő lezárását a modellben a torlasztó-szigetelő szerkezetek harántolásának a helyén 1×10^{-12} m/s vízvezető képességű, azaz a torlasztó zónák agyagos magjának feltételezett vízzáróságával megegyező mértékű vízgátak beépítésével valósította meg. Ez alapján megállapította, hogy a visszatömedékelt üregrendszer csak nagyon kis mértékben módosítja az építést megelőző állapotra meghatározott hidraulikus

potenciálviszonyokat, illetve az áramlási rendszert. Eredményei alapján megállapítható, hogy ha sikerül a modellben feltételezett minőségű vízgátat kialakítani a megközelítő vágatokban a Péter-, valamint a Klára-törés harántolási helyén, akkor

— a telephely egészére vonatkozóan visszaáll a kivitelezést megelőző állapotban megismert mozaikos jellegű, egymástól eltérő hidraulikus potenciállal jellemezhető blokkokból álló felépítés (MEZŐ 2010);

— a tárolót magába foglaló blokkon belül egységesen visszaáll a rendkívül kis térbeli változékonysággal jellemezhető, 190 m Bf körüli hidraulikus potenciál, amely kis hidraulikus gradiense révén a diffuzív — azaz a szennyezőanyagok terjedésének visszatartása szempontjából kedvezőbb — folyamatok túlsúlyát idézi elő az advektív folyamatokkal szemben;

— a Péter- és Klára-törés közötti térrészen (az Üh–39 és Üh–42 felszíni fúrások környezetében) a tároló vízföldtani blokkjára jellemző 190 m Bf körüli hidraulikus potenciálértékeknél nagyobb (200 m Bf szintet meghaladó) potenciálú térrész alakul ki (2. ábra a része), amely megakadályozza a tároló irányából a megközelítő vágatok nyitópontja felé történő vízmozgást — és ezzel együtt az advektív szennyezőanyag-terjedést — a megközelítő vágatok mentén;

— a tárolóból indított áramvonalak a Péter-törés mentén kelet–nyugati irányban eltérülnek (és csak 10 000 évet követően jutnak a Hutai-völgybe, illetve a Mórággyi-vízbe), illetve a Gyurika-fakadás (1. ábra E jelű eleme) környezetében a felszínre érkeznek (1 000 – 10 000 év alatt), és csak elenyészően kis részben hatolnak keresztül a torlasztó-szigetelő szerkezeten (MEZŐ 2010).

KOVÁCS, BÓTHI (2010) a tároló lezárási koncepciójának vizsgálatához kapcsolódóan meghatározta a torlasztó-szigetelő szerkezetek harántolásának a helyén telepítendő vízgátak és a körülöttük kialakuló fellazult zóna, azaz az EDZ elfogadható legnagyobb ekvivalens vízvezető képességét a jelenleg elfogadott hulladékeltár, illetve a műszaki gátrendszer egyéb elemeire vonatkozó információk figyelembevételével. Megállapították, hogy a vízgát vízvezető képességének a hosszú távú biztonsági értékelés során figyelembe vett 200 000 éves időtávlatban 5×10^{-7} m/s alatti értéknek kell lennie. Kimutatták, hogy ennek megvalósíthatósága csak kisebb mértékben függ magának a vízgátnak a műszaki kivitelétől (amelyre vonatkozóan nemzetközi tapasztalatok alapján akár 1×10^{-11} m/s nagyságrendű vízvezető képesség is előirányozható), nagyobb mértékben az azt körülvevő fellazult zóna méretétől és vízvezető képességétől függ.

A TÁROLÓ NEM MEGFELELŐ LEZÁRÁSA

A tároló nem megfelelő lezárása akkor következik be, ha — a megközelítő vágatokban nem alakítanak ki vízgátakat a torlasztó-szigetelő szerkezetek harántolásánál, ahogyan azt BENEDEK et al. (2007a) vizsgálati is igazolták (a más helyre telepített vízgátak hatása lokális jellegű, és a megközelítő vágatokban szivárgó vizek közetkörnyezetbe történő kiszorításával, majd a vízgát megkerülését köve-

tően azoknak a vágatokba történő visszajutásával jellemezhető);

— vagy ha a torlasztó zónák helyén kialakított vízgátak ekvivalens vízvezető képessége pár tízezer éves időszakon belül meghaladja az azokra az előzőekben megfogalmazott követelményt (KOVÁCS, BÓTHI 2010, MEZŐ 2010).

Amennyiben nem sikerül a tárolót megfelelően lezárni, akkor a kivitelezést megelőző állapottól jelentős mértékben eltérő, a radioaktív hulladék-elhelyezés szempontjából kedvezőtlen áramlási rendszer alakul ki (BÓTHI, GYÖNGYÖSI 2009, BÓTHI 2010). Ez a következőképpen jellemezhető:

— a megközelítő vágatok és a tárolókamrák által érintett térrészen az építést megelőző állapotban még elkülönülten viselkedő blokkok összekapcsolódnak, és egységes rendszerrel (egyetlen blokká) válnak (MEZŐ 2010);

— a kialakult blokkon belül a hidraulikus potenciál térbeli eloszlása kevésbé lesz lépcsőzetes jellegű, és megszűnik a Klára- és Péter-törés között építést megelőző állapotban megfigyelt nagy potenciálú térrész (2. ábra b része), helyette a kamrák felől a megközelítő vágatok nyitópontjának irányába mutató hidraulikus gradiens alakul ki;

— megszűnik vagy másodlagos jelentőségűvé válik a kivitelezést megelőző állapotban kedvező retardációs folyamatokkal jellemezhető szennyezőanyag-terjedés a befogadó köztér repedésrendszerén keresztül, mivel a radioaktív izotópok legnagyobb része a megközelítő vágatok mentén terjed a bioszféra irányában;

— több nagyságrenddel megnövekszik az üregrendszerbe (kamrákba és vágatokba) beszivárgó, illetve azon keresztül (valamint annak mentén kialakuló) a nyitópontok irányába (szivárgó vízhozam mértéke (BÓTHI, GYÖNGYÖSI 2009, KOVÁCS, BÓTHI 2010)); — a megnövekedett vízhozam hatására gyorsabban és nagyobb tömegfluxussal kerülnek ki a kamrákból a radioaktív izotópok, illetve azok gyorsabban terjednek az árapályra (ez esetben a megközelítő vágatok) mentén, valamint a mérnöki gátak tönkremeneteli folyamatai is gyorsabban zajlanak le (tovább erősítve az előzőekben leírt folyamatokat).

A biztonsági értékelés koncepcionális modellje

Az elhelyezési rendszer vázlatos ismertetése

Bataapátiban a tervek szerint a Paksi Atomerőmű üzemviteléből származó kis és közepes aktivitású szilárd, illetve szilárdított radioaktív hulladékokat helyezik el. A hulladékokat 200 literes szénacél hordóban szállítják a felszíni telephelyre, ahol azokat vasbeton konténerekbe csomagolják, és térkitöltés alkalmazásával monolit blokkokká alakítják (BÉRCI et al. 2007). A vasbeton konténerek képezik az elhelyezési egységeket. A konténereket szállítójárműveken szállítják le a megközelítő vágatokon keresztül a közel vízszintes tárolókamrákba, ahol azokat 4×4+3-as elrendezésben (GYÖNGYÖSI 2008), maximálisan 44 szel-

vényben helyezik el a 100 méteres aktív kamrahosszon belül (3. ábra). A teljesen feltöltött kamrákat öntömörödő betonnal tömedékelik, majd végül a nyaktagban mindegyiket külön vízgát alkalmazásával választják el a tároló egyéb elemeitől. A tároló végleges lezárásakor a szintes vágatokat, valamint a megközelítő vágatokat zúzott gránittal tömedékelik, vízgátak kialakításával pedig szakaszolják. A nyitópontnál bent dugót alakítanak ki a behatolás elleni védelem érdekében.

A lezárást követően a tervek szerint monitoringrendszert üzemeltetnek a tároló működésének ellenőrzéséhez (ezt aktív intézményes ellenőrzési időszaknak nevezzük, amelynek hosszát 100 évnél vesszük). Ennek befejezése után a terület intézményes ellenőrzését passzív módon folytatják (pl. területhasználat korlátozásával) az elhelyezési rendszer minél hosszabb ideig tartó védelme érdekében (a jelenlegi feltételezések szerint ez a passzív ellenőrzési időszak a 300 évet nem haladja meg). Azonban ez sem tartható fenn addig, amíg a radioaktív izotópok bomlásával a hulladék egésze eléri a mentességi határértéket, azaz további kockázatot a környezetre már nem jelent. Ez az időtartomány az elhelyezett teljes hulladékmennyiség vonatkozásában igen hosszú időszakot is igénybe vehet (BÓTHI, DANKÓ 2005), a hosszú felezési idejű, de csak elenyésző mértékben jelenlévő izotópok miatt.

Az elhelyezési rendszer várható fejlődését leíró normál forgatókönyv BÓTHI, TAKÁCS (2009) szerint a tároló lezárását, azaz az aktív vízmentesítést követően a tároló üregrendszerének visszatöltődése azonnal megkezdődik a felszín alatti vizekkel. Miután a visszatöltődés elérte azt a szintet, hogy a hulladékot tartalmazó hordók is vízzel telítődnek, elkezdődik a radioaktív izotópok kioldódása a hulladékformából. A pórúsvízbe beoldódott izotópok a hordók közötti cementes alapú térkitöltésen, majd az elhelyezési konténer oldalfalán keresztül kijutnak az öntömörödő betonnal visszatömedékelt tárolókamrákba. Ott — várhatóan elsősorban a tömedék (beton) repedései mentén — advektív-diszperzív, illetve diffúzív folyamatokkal a kamrát körülvevő EDZ-be jutnak. Az EDZ-ben ugyan hígulnak, ugyanakkor azonban az ott jelentkező nagyobb vízforgalom miatt terjedésük is felgyorsul. Az, hogy a kamrákat a kijutott radioaktív izotópok hol és milyen irányban hagyják el, a helyi áramlási viszonytól függ.

Alapvetően azonban két lehetséges árapályával számolhatunk: vagy a gránit repedésrendszerébe kerülnek, vagy a nyaktag mentén a vágatokba. A két útvonal közül a gránit háttér repedésrendszerén keresztül történő lassú, aránylag nagy retardációval jellemezhető szennyezőanyag-terjedés a kedvezőbb a tároló biztonsága szempontjából. A felszínre jutott radioaktív izotópok bekerülnek a bioszférába, ahol bomlásuk miatt effektív dózisterhelést¹ jelentenek az emberekre, valamint egyéb élőlényekre.

¹ A különböző szövetek eltérő kockázatonövelő hatását figyelembevevő biológiai dóziszfogalom az effektív dózis. Az ionizáló sugárzások dóziséban valamely anyagban elnyelt sugárzási energiát értünk.

Jellemző árapályák

Ahogy az az előzőekben már ismertettük, az elhelyezési rendszer viselkedése a lezárást követő egyensúlyi állapotban alapvetően eltérő lehet a megközelítő vágatokban elhelyezett vízgáták hatékonyságának függvényében. A normál fejlődéstörténet során azzal számolunk (BÓTHI, TAKÁCS 2009), hogy a tároló lezárásakor sikerül az építést megelőző állapotra jellemző blokkosodott hidraulikai rendszert visszaállítani. Ebben az esetben a kamrákból kikerülő szennyezőanyagok a befogadó kőzetek repedés-rendszerébe jutnak, amelyeken keresztül terjednek a kamrákat magában foglaló vízföldtani blokk természetes megcsapolási pontjai (pl. a Gyurika-fakadás) irányába. Ezt az árapályát tekintjük az elhelyezési rendszer normál geoszféra-útvonalának, vagy nevezhetjük a tervezett kibocsátáshoz tartozó migrációs² útvonalnak is (l. GOLDSWORTHY et al. 2004, 2. ábra). Amennyiben a megközelítő vágatokban elhelyezett vízgáták nem képesek a vízföldtanilag blokkosodott rendszert visszaállítani, akkor a radioaktív izotópok terjedése a megközelítő vágatok mentén valósul meg a nyitópont irányában. Ezt alternatív kibocsátási útvonalnak nevezzük.

A normál geoszféramodell (BÓTHI, TAKÁCS 2009) a kamráktól a megcsapolásokig a következő elemekből épül fel:

- gyengébben vízvezető pászta,
- jobban vízvezető pászta,
- jó vízvezető szerkezet,
- torlasztó zónát kísérő jó vízvezető képességű zóna,
- mállási öv.

A jobban vízvezető pászta abban különbözik a gyengébb vízvezető pásztától, hogy itt nagyobb valószínűséggel fordulnak elő nagyobb transzmisszivitású törések. A vizet gyengébben és jobban vezető pászta koncepcionálisan is, és matematikai megvalósítását tekintve is egymással azonosnak tekinthető, csak az azt leíró paraméterek értékei különböznek egymástól a két térrész vonatkozásában. Ez tekinthető az elhelyezési rendszer geoszféramoduljának legalapvetőbb, a szennyezőanyagok terjedésének retardációját³ legnagyobb mértékben meghatározó elemének.

A különböző pásztákban történő izotópterjedés a repedezett kristályos kőzetekre jellemző advektív-diszperzív módon valósul meg a gránit háttérrepedés-rendszerén keresztül. Mivel a tervezett kibocsátás esetén megvalósuló vízföldtanilag blokkosodott áramlási rendszer rendkívül kis hidraulikus gradienssel jellemezhető, a diffúzív folyamatok is fontos szerepet játszanak a szennyezőanyagok terjedésében, illetve azok retardációjában. Az eddig elvégzett vizsgálatok eredményei alapján ezek közül

² Anyagok (pl. radioaktív izotópok) különböző közegeken (pl. a gátat alkotó anyagokon vagy a talajon) keresztül történő mozgása, amely általában folyadékáramlással történő transzporttal valósul meg.

³ Retardáció: Az $R = v/v_R$, azaz a retardációs (késleltetési) tényező, ahol v a víz szivárgási sebessége, v_R a szennyezőanyagfront mozgási sebessége. A késleltetési faktor (R) nem adszorbeálódó elemekre egy, egyébként nagyobb, mint egy.

kiemelt jelentőségű lehet a mátrixdiffúzió⁴, azaz a repedésekben terjedő izotópok diffundálása a gránit mátrixába vagy a kőzetnek az advektív transzportba be nem kapcsolódott mikrorepedéseibe. Hatását tekintve hasonló retardációs folyamat — amely szintén elképzelhető a nyomjelzéses vizsgálatok kiértékelései alapján (MOLNÁR et al. 2008a) — az immobilis zónákkal való anyagsere. Mindkét retardációs folyamat időben elnyújtja a szennyezőanyagok keresztüljutását a földtani környezeten, azaz megnöveli a tartózkodási időt, illetve mérsékli a repedésekben lévő anyag koncentrációját. Mindez nagyságrendekkel mérsékli a bioszférát elérő szennyezőanyagfluxust és ezáltal az ott előidézett éves effektív dózist. Ez a hatás fokozódik a szorpcióra hajlamos elemek esetén, hiszen a kis apertúrájú, repedésekbe történő diffundálás hatására azok nagyobb kőzetfelülettel kerülnek kapcsolatba, így nagyobb mértékben kötődhetnek meg.

Általános megfigyelés — amit helyszíni adatokon alapuló modellezési eredmények is igazoltak (MOLNÁR et al. 2008a) —, hogy a kristályos kőzetek repedésrendszereiben megvalósuló szennyezőanyag-terjedés, a forrástól távolodva, egyre inkább a töréses övekben előforduló nagyobb transzmisszivitású repedésekben koncentrálódik. (A nemzetközi szakirodalomban ezt Main Water Conductive Feature-nek [MWCF], azaz jó vízvezető szerkezetnek nevezik [JNC 2000].) Ezért a tervezett kibocsátáshoz tartozó normál geoszférában, a szennyeződésterjedés következő elemét ez az MWCF jelenti. Ez a szerkezet összegyűjti és tovább szállítja a radioaktív izotópokkal szennyezett vizet, miközben azokat jelentős mértékben fel is hígítja szennyezetlen vizekkel. (A valóságban sokkal inkább jó vízvezető tulajdonságú repedésekkel rendelkező töréses övről beszélhetünk, mintsem egyedülálló szerkezetéről.) Konzeratív módon elhanyagoljuk az ilyen jó vízvezető szerkezetben (MWCF) megvalósuló retardációs folyamatokat, többek között a megkötődést és a mátrixdiffúziót. Ennek magyarázata az, hogy az itteni retardáció jelentősége — az aránylag gyors advektív-diszperzív terjedés következtében — elhanyagolható mértékű a háttérrepedésekben megvalósulóhoz képest.

A Bataapáti-telephely legjellegzetesebb vonása a már részletesen ismertett vízföldtani blokkosodás. Ezt a területen megjelenő, több száz métert meghaladó hosszú torlasztó-szigetelő szerkezetek idézik elő (BENEDEK et al. 2009). Az ilyen zónákat sokszor erősen repedezett és ezáltal nagy vízvezető képességű öv kíséri. Ez a jelentősen aszimmetrikus felépítés lényegében lehetetlenné teszi a szennyezőanyagok átjutását a torlasztó zónákon keresztül (kivéve a rendkívül lassú diffúziót), és azokat vertikálisan a megcsapolási pontok irányába kényszeríti. Az itt végbe menő szennyezőanyag-transzport alapvetően megegyezik a jó vízvezető szerkezetek kapcsán leírtakkal, így a matematikai megvalósítás során a kettő együttesen kezelhető.

⁴ Mátrixdiffúzióknak nevezzük azt a transzportfolyamatot, amelynek során molekuláris diffúzió segítségével az oldat a víz mozgásban lévő részéből a pangó rész felé, vagy ezzel ellentétes irányban mozog, a kémiai koncentrációkülönbség irányának és nagyságának megfelelően.

A felszínre érés előtt a szennyezett vizek a gránit mállott zónájában jelentős mértékben hígulnak (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004) az ugyanazon vízföldtani blokkba beszivárgó, és azonos megcsapolási ponton a felszínre jutó szennyezetlen vizekkel. Valószínűleg a mállási övben bekövetkezik a radioaktív izotópok megkötődése, azonban azt célszerű figyelmen kívül hagyni az értékelések során. Végül a szennyezett vizek a vízföldtani blokk természetes megcsapolási pontját jelentő forrásokban jelennek meg a felszínen, és kerülnek be ezzel a bioszférába.

Az alternatív forgatókönyvek közül a legtöbbnek — például az éghajlatváltozás hatására bekövetkező megnövekedett vagy lecsökkent beszivárgás, illetve a tektonikus mozgások hatására átrendeződő repedésrendszernek — hatása a szennyezőanyag-terjedés koncepcionális leírására vonatkozóan elhanyagolható mértékű (BÉRCI et al. 2007). A korábbi vizsgálatok azt is igazolták, hogy ezeknek a lehetséges alternatív fejlődéstörténeteknek a hatása a tároló biztonságának megítélése szempontjából is jelentéktelen. Az egyetlen alternatív forgatókönyv, melynek hatását külön kell értékelni, a tároló nem megfelelő lezárásához kapcsolódik. Ennek során — ahogyan azt korábban már elemeztük — a tervezett kibocsátáshoz tartozó normál geoszféra terjedési útvonalat felváltja egy sokkal gyorsabb és nagyobb szennyezőanyag-fluxussal jellemezhető transzport a megközelítő vágatokban, illetve azok mentén, az EDZ-ben.

Transzportfolyamatok

Miközben az áramlási rendszer meghatározza a lehetséges terjedési útvonalakat, addig az egyes árampályák mentén bekövetkező transzportfolyamatok jellege és mértéke közvetlenül befolyásolja a bioszférát elérő szennyezőanyag-fluxust. A normál geoszféra esetén a felszín alatti vizekben végbemenő szennyezőanyag-terjedésben az alábbi folyamatok játszanak kiemelt szerepet:

- radioaktív bomlás,
- kicsapódás,
- megkötődés,
- advekción,
- diffúzió,
- diszperzió,
- mátrixdiffúzió.

Meg kell jegyezni, hogy az eddigi munkák során néhány transzportfolyamatot, illetve azok jelentőségét nem vizsgálták. Ilyen például az ionkizárás (a repedésméret nem teszi lehetővé az oldott ion repedésekbe történő diffundálását) vagy az együttes kicsapódás (co-precipitation).

A fenti folyamatok részletes leírását, valamint a szennyezőanyag-terjedésben játszott szerepüket érzékenység-vizsgálat alkalmazásával BÓTHI et al. (2008c) végezte el (4. ábra). Ennek során egy telephelyfüggetlen, egységnyi kezdeti koncentrációjú szennyeződés terjedését vizsgálta pillanatszerű, valamint folyamatos terhelés esetén, adott távolságú pontban megfigyelhető áttörési görbék egymással való összehasonlításával.

A Bábaapáti-telephelyen elvégzett helyszínspecifikus elemzések eredményei alapján megállapítható, hogy a területen több olyan transzportfolyamat valószínű, melyek a tárolóból kijutó radioaktív izotópok bioszférát elérő fluxusát jelentős mértékben mérsékelhetik. Ezek a következők:

Radioaktív bomlás. Mivel az elhelyezni tervezett radioaktív hulladékok jelentős része rövid felezési idejű izotópokat (^3H , ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{60}Co) tartalmaz jelentős mennyiségben, a földtani környezetben keresztül feltételezhető párszáztól párezer évig terjedő transzportidő alatt ezeknek az izotópoknak a nagy része elbomlik, így a bioszférában sokkal mérsékeltebb éves effektív dózist idéz elő. A problémát elsősorban a hosszú felezési idejű izotópok (urán-izotópok, ^{239}Pu , ^{36}Cl , ^{129}I , ^{14}C , ^{59}Ni), illetve azok leányelemei (^{226}Ra , ^{230}Th) képviselik. Ezek közül is kifejezetten nagy problémát jelentenek a klór és a jód izotópjai, mivel ezek konzervatív módon viselkednek, és megkötődésre csak nagyon minimális mértékben hajlamosak.

Mátrixdiffúzió. BÉRCI et al. (2007) megállapította, hogy a mátrixdiffúzió figyelembevételével a bioszférában megjelenő maximális dózis mintegy 2,5 nagyságrenddel csökken, és ezzel ez a folyamat tekinthető a dózist legnagyobb mértékben meghatározó egyedi tényezőnek. A mátrixdiffúzió szerepe ugyanakkor nem teljesen tisztázott, mivel a területen elvégzett nyomjelzéses anyagvizsgálatok analitikus és numerikus matematikai modellek alkalmazásával történt kiértékelése során egyes modellek azt mutatták ki, hogy a mátrixdiffúzióval számolni kell, ugyanakkor más modellek eredményei erre nem voltak érzékenyek (MOLNÁR et al. 2008a, b).

Advekción. Amennyiben a tároló lezárását követően visszaáll az építést megelőző állapot blokkosodott vízföldtani áramlási rendszere, akkor az advekción jelentősége a blokkokon belüli kis hidraulikus gradiens hatására jelentősen mérséklődik. Ugyanakkor nagyobb gradiens esetén az advektív-diszperzív szennyezőanyag-terjedés válhat dominánssá, amely a bioszférát rövidebb idő alatt és nagyobb fluxussal elérő radioaktívizotóp-transzportot eredményezhet. Ennek hatása a rövidebb transzportidő alatt bekövetkező kisebb radioaktív bomlással felerősödve elsősorban a rövid felezési idejű izotópok megnövekedett dóziszjárulékát okozhatja.

Kicsapódás, megkötődés. Kicsapódás a földtani környezetben belül már kevésbé valószínű, hiszen az oldhatósági korláttal rendelkező izotópok feltehetőleg már a műszaki gátrendszeren belül kicsapódnak, és így a geoszférát elérő koncentrációjuk már nem haladja meg az oldhatósági korlátot. A megkötődés azonban jelentős retardációs folyamat lehet, elsősorban a mátrixdiffúzióval együttesen.

Kolloidokkal történő terjedés. Az előzőekben ismertetett transzportfolyamatokkal szemben a szennyezőanyagok kolloidokkal együtt történő terjedése kedvezőtlen irányba változtatja meg a bioszférában kialakuló dózis mértékét. Ennek oka, hogy a kolloidokkal együtt történő

⁵ A hidraulikus potenciálkülönbségek hatására létrejövő, azaz a vízzel együtt mozgó oldott szennyezőanyag transzportfolyamatot nevezük advekciónak.

terjedés gyorsabb, és az oldhatósági korlát, illetve megkötődés figyelembe vételével számított transzporttal összehasonlítva nagyobb mennyiségű radioaktív izotóp terjedését teszi lehetővé. Ennek a folyamatnak a jelentősége a telephelyen jelenleg még nem ismert.

A valószínűségi biztonsági értékelés matematikai modellje

A háromdimenziós szennyezőanyag-terjedés leegyszerűsítése

A repedezett kristályos kőzetekben — mint amilyen a Mórági Gránit Formáció is a Bábaapáti-telephelyen — a szennyezőanyag-terjedés bonyolult, hierarchikus felépítésű, háromdimenziós repedésrendszerhez kötődik. Annak érdekében, hogy az abban végbemenő folyamatokat vizsgálni lehessen a biztonsági értékelés keretei között, jelentős mértékű egyszerűsítéseket kell végrehajtani a koncepcióanalízis és matematikai modellbeli megvalósítás során. Ezeket azonban úgy kell elvégezni, hogy a rendszer egészének a működését — legalább is általános szinten — továbbra is megfelelő részletességgel és pontossággal jellemezni lehessen.

Az egyik legmeghatározóbb egyszerűsítés, amit el kell végezni, a háromdimenziós szennyezőanyag-terjedés átalakítása egydimenziós folyamatokból álló rendszerré. Az így kialakított — soros és párhuzamos kapcsolatokból álló — rendszernek azonban vissza kell tudnia adni és le kell tudnia képezni a valós folyamatok összetettségét, térbeli változékonyságát és kapcsolódásait. Mindezt csak valószínűségi alapon, a terepi vizsgálatok — egyedi kútvizsgálatok, egymásra hatás vizsgálatok, nyomjelzéses vizsgálatok –, és azok részletes vízföldtani modellezési eredményei — első sorban egyedi repedések rendszerének elvén (DFN = Discrete Fracture Network = egyedi törések hálózata) működő modellek, és azok alapjául szolgáló vizsgálatok — alapján készített statisztikai elemzések felhasználásával lehet elvégezni.

A telephelyre alkalmazandó matematikai leképezés kiválasztása érdekében áttekintettük és rendszerezettük (BÓTHI et al. 2008b) a GoldSim modellezési környezet (GoldSim Technology Group 2006, 2007) által biztosított egydimenziós elemek felhasználásával kialakítható kapcsolódási rendszereket (5. ábra), és kiértékeljük azok előnyeit, hátrányait. A GoldSim a szennyezőanyagok terjedésének modellezését alapvetően kétféle elem, a keveredési cella és a csőelem alkalmazásával teszi lehetővé. A két elem koncepcióanalízisben egymástól eltérő folyamatok leírására alkalmas, így matematikai megvalósításuk is igen különböző. A keveredési cella a transzportútvonalon olyan elemeinek a leírására alkalmas, amelyen belül azonnali és teljes mértékű elkeveredést tételezhetünk fel. Ebből a megközelítésből következően csak olyan elemek leírására alkalmas, amelyeken belül a terjedés pillanatszerűen tekinthető. Amennyiben azonban a terjedést diszkretizáljuk, és adott

keveredési cella sorba kapcsolásával valósítjuk meg, akkor azzal a transzport térbeli és időbeli lefolyását megfelelően le tudjuk képezni. Ezzel szemben a csőelem képes az egydimenziós terjedés elemén belüli, időbeli alakulását leírni. Ezt az elemet kifejezetten az olyan vízvezető szerkezetek, mint a repedések vagy a vízfolyások, modellezésére alakították ki. Természetesen ezeken az alaptulajdonságokon kívül mindkét elem rendelkezik olyan képességekkel, amelyek bizonyos feladatok megoldásakor szükségesek lehetnek. A keveredési cellán belül figyelembe lehet venni az oldhatósági korlátot és a megkötődést, illetve azokat advektív és diffúzív kapcsolatokkal lehet egymáshoz kapcsolni. A csőelemen belül számolni lehet a longitudinális diszperzió⁶, a mátrixdiffúzió és az immobilis zónák hatásával.

A bemutatott rendszert (5. ábra) alapvetően egy olyan táblázatnak tekinthetjük, amelynek egyik elemét a felhasznált modellezési elem (keveredési cella, csőelem vagy azok valamilyen kombinációja) alkotja, míg a másik elemét az elemek kapcsolódási rendszerének legfőbb tulajdonsága (egyetlen elemből áll, az elemek sorba vagy párhuzamosan vannak kapcsolva, illetve a soros és párhuzamos kapcsolatokból egy teljes hálózat van kialakítva) határozza meg. Általánosságban megállapíthatjuk, hogy a telephelyen megvalósuló bonyolult áramlási rendszer leképezéséhez a néhány elemnél többet felhasználó megközelítések alkalmazhatók csak hatékonyan, ugyanakkor ezek megvalósítása, paraméterezése sokszor jelentős problémákat vet fel, és eredményeik kiértékelése is nehézségekbe ütközik.

Mivel a Bábaapáti-telephelyen megvalósuló szennyezőanyag-terjedés vizsgálata során célszerű figyelembe venni az advektíót, diszperziót, diffúziót, mátrixdiffúziót, radioaktív bomlást, megkötődést és esetleg még a kicsapódást is, ezért olyan megvalósításokat kell a rendszerből kiválasztani, amelyek ezeknek a kritériumoknak (vagy azok legnagyobb részének) megfelelnek. Emellett célszerű az egyes matematikai megoldásokat abból a szemszögből is megvizsgálni, hogy képesek-e a térbeli változékonyságot, illetve az azonos terjedési útvonalak mentén megjelenő, különböző tulajdonságokkal rendelkező árampályákat kezelni. Azok a modellezési megoldások, amelyek mind ezeknek eleget tesznek, a következők:

- párhuzamos csőelemek,
- párhuzamos cellasorok,
- párhuzamos csőelemek és cellasorok,
- párhuzamos csőelemeket és cellasorokat tartalmazó rendszerek,
- párhuzamos csőelemek sorozata.

Mivel a csőelemek nem képesek a diffúziót kezelni, ezért csak a keveredési cellákat (is) tartalmazó modellváltozatok lehetnek azok, amelyeket kis hidraulikus gradienssel rendelkező térrészek viselkedésének leírásához lehet alkalmazni. Ugyanakkor a mátrixdiffúzió figyelembe vételéhez vagy csőelemek használatára, vagy a keveredési

⁶ Az advektíóval terjedő szennyezőanyag fő áramlási irányban történő szétszóródását longitudinális diszperzióknak nevezzük. Az áramlási irányra merőleges szóródás a transzverzális diszperzió.

cellákhoz oldalirányban diffúzióval kapcsolt keveredési cellákat tartalmazó megvalósítások alkalmazására van szükség.

Az árapályák matematikai leképezése (H12)

A háttérrepedés-rendszerben lezajló szennyezőanyag-terjedés leírására a Japan Nuclear Cycle Development Institute (JNC) által a Kamaishi-bánya tapasztalatai alapján kialakított, „egydimenziós több árapályás” megközelítést alkalmaztuk, amely az előzőekben bemutatott rendszerben a csak csőelemekből kialakított, párhuzamos kapcsolódású elemekből felépülő elemnek feleltethető meg. Ezt, mivel a H12 jelölésű biztonsági jelentésben (JNC 2000) jelent meg, a továbbiakban egyszerűen az a H12-modellnek nevezzük. Ennek a megvalósításnak az a lényege, hogy a területen elvégzett kúthidraulikai vizsgálatok alapján meghatározott elméleti (folyamatos) transzmisszivitás-eloszlásfüggvényt diszkretizáljuk egész számú, a logaritmusos skálán azonos szélességű elemre (transzmisszivitás- vagy repedésosztályra) (6. ábra). Az így kialakított elemekkel jellemezzük az egyes árapályákat. Az árapályák hossza minden esetben megegyezik a vizsgált térrész teljes úthosszával, míg az egyes pályák transzmisszivitását a hozzá tartozó relatív gyakoriságot⁷ a csőelem egyéb paramétereinek származtatásához használjuk fel. Ezek közül a legfontosabb az egyes árapályákon keresztüljutó vízhozam, amely megegyezik az összes árapályát elérő teljes vízhozam és az adott elem valószínűségének a szorzatával.

Ez a megközelítés lehetővé teszi a repedésrendszerben lezajló szennyezőanyag-terjedés aránylag könnyen kialakítható és a terepi vizsgálatok eredményeit közvetlenül felhasználó megvalósítását a GoldSim-környezetben. Mivel az egyes árapályák paramétereit az azokat meghatározó legfontosabb tulajdonságok (az adott útvonal transzmisszivitása és valószínűsége) alapján származtatjuk, a szennyezőanyagok terjedése az egyes árapályák mentén eltérő sebességgel és mértékkel valósul meg. Ezek összegzésével kaphatjuk meg a teljes vizsgált térfogatra vonatkozó áttörési görbét a szennyezőanyagoknak.

A matematikai megvalósítás validálása

Annak érdekében, hogy a H12-modellt a Bábaapáti-telephelyen végzett biztonsági értékelések során megbízhatóan alkalmazhassuk, először validálnunk kellett azt. Ezt egy háromdimenziós, egyszerű geometriával és peremfeltételekkel, de a valóságoshoz hasonlóan összetett repedéshálózattal rendelkező, telephelyfüggetlen, egyedi töréses, DFN-modell FracMan-környezetben történő kialakításával, illetve annak GoldSim-ben való reprodukálásával valósítottuk meg (BÓTHI et al. 2005). A GoldSimben történő reprodukálást az előző fejezetben leírt módszertan alapján végeztük el.

⁷ A fűrőlyukak 10 m-es szakaszaira elvégzett pakkeres vizsgálatok által szolgáltatott transzmisszivitás mérések összegzett eredményeit azok relatív gyakoriságával jellemezzük.

A kialakított DFN-modell főbb jellemzői: 200×200×200 méteres térrészen belül középen egy 20×20×20 méteres rész a szennyezőanyag forrása, 1%-os gradiens a kocka egyik oldalától a vele szemben lévő felé, két repedésfalad, amelyek térbeli elterjedését Fisher-eloszlással, kiterjedésüket hatványeloszlással, transzmisszivitásukat lognormális eloszlással, míg apertúrájukat a transzmisszivitásukból a „köbös törvény” felhasználásával határoztuk meg. Ezt a modellt alkalmaztuk részecskekövetés alkalmazásával (7. ábra) a forrásból kiinduló anyag elérési idejének⁸ a vizsgálatához. Annak érdekében, hogy ezt a modellt a GoldSim-környezetben is meg tudjuk valósítani, ki kellett alakítanunk egy H12-megközelítésű modellt, meg kellett adnunk az összes árapályán keresztül megvalósuló vízhozamot, majd végül meg kellett határoznunk az árapályák hosszát. Ezek elvégzését követően rendelkezésünkre állt a párhuzamos árapályák összesített elérési idő-eloszlása, amelyet összehasonlítva a háromdimenziós DFN-modell eredményeivel (8. ábra), arra a következtetésre jutottunk, hogy az alkalmazott megközelítés megfelelő pontossággal képes visszaadni azokat, azaz a biztonsági értékelésben megbízhatóan használható.

Ezt követően több alkalommal alkalmaztuk eredményesen a H12-modellt a biztonsági értékelések geoszféramodelljének keretein belül a háttérrepedés-rendszerben végbemenő szennyezőanyag-terjedés leírására (BÉRCI et al. 2007, BÓTHI, TAKÁCS 2009), illetve használtuk fel ugyanezt a modellezési megközelítést a nyomjelző vizsgálatok kiértékeléséhez (MOLNÁR et al. 2008a–b). Ez utóbbi lehetőséget teremt arra, hogy a terepen végzett vizsgálatok alapján meg tudjuk határozni telephely-specifikus paramétereket a hidraulikai és transzportfolyamatok jellemzésére, és az így meghatározott értékeket közvetlenül, mindenféle átalakítás nélkül tudjuk felhasználni a biztonsági értékelésben.

Az árapályamodel (H12) továbbfejlesztése

A H12-modellt a kristályos kőzetek repedésrendszerén belül megvalósuló, alapvetően advektív-diszperzív jellegű transzportfolyamatok leírására fejlesztettük ki. Mivel a Bábaapáti-telephelyen rendkívül kis hidraulikus gradiens kialakulása valószínű a tároló lezárását követően (ha a blokkos vízföldtani viszonyok visszaállnak), ezért a diffúzív folyamatok szerepe az advekcióhoz képest megnövekedhet, sőt akár dominánssá is válhat. Mivel a diffúziót a csőelemeket alkalmazó egyszerű H12-modell nem képes kezelni, kénytelenek voltunk azt módosítani, továbbfejleszteni.

Ezért alakítottuk ki a H12+ elnevezésű modellt (BÓTHI et al. 2008b), amely a párhuzamosan kötött csőelemek helyett párhuzamosan kapcsolt cellasorokat alkalmaz (5. ábra). Ez a megközelítés lehetővé teszi a cellasorokon (azaz az egyes

⁸ Az elérési idő a vízrészecskének az áramlási pálya két pontja (itt a tároló és a megcsapolási pont) közötti út megtételéhez szükséges időt jelenti.

⁹ Valamekkora szennyezőanyag-mennyiség advektív terjedésének aránya az ugyanazon szennyezőanyag-mennyiség diffúzióval történő terjedéséhez képest, adott hidraulikus gradiens mellett.

transzmisszivitású repedések mentén kialakuló árapályakon) belül mind az advektív, mind pedig a diffúzív szennyezőanyag-terjedés figyelembe vételét. A Peclet-szám⁹ meghatározásával lehetőség van a longitudinális diszperzió megfelelő leírásához szükséges (sorba kapcsolt) keveredési cellák alkalmazására is. Ugyanakkor ezzel a modellel még nem lehet a mátrixdiffúziót figyelembe venni, pedig a korábbi elemzések szerint az az egyik leghatékonyabb retardációs folyamat a területen. Ezt a problémát a modellben az egyes, sorba kapcsolt cellákhoz oldalirányban csak diffúzióval összekötött cellák beépítésével lehetett megoldani. Így a sorba kapcsolt cellák (köztük advektív és diffúzív kapcsolattal egyaránt) magát a repedést, míg az azokhoz oldalirányban (diffúzióval) kapcsolt cellák a mátrixdiffúzió által érintett köztér fogatot reprezentálják. A továbbfejlesztett árapályamodell paraméterezése

Az előzőekben ismertetett árapályamodell alkalmazásához szükséges paraméterek három csoportra oszthatók:

- geometriai jellemzők,
- hidraulikai viszonyok,
- transzport paraméterek.

Mindhárom paramétercsoportra vonatkozóan az információk alapvetően a területen elvégzett vizsgálatokból, az azok kiértékeléséből, illetve azok alapján kialakított vízföldtani modellek eredményeiből, valamint a nemzetközi szakirodalomból származnak.

Az alapvető geometriai jellemzők — mint a terjedési pálya, valamint azon belül a vizes, illetve nem vizes pásztaák hossza — általában könnyen meghatározhatók geometriai számításokkal, becslésekkel, illetve az így kapott értékek pontosíthatók és validálhatók (akár egyedi repedések rendszerén alapuló, akár kontinuum megközelítésű) vízföldtani modellek segítségével. Ebből levezethetők a matematikai modellben alkalmazott csőelemek vagy keveredési cellák jellemző geometriai tulajdonságai. Sokkal bonyolultabb a helyzet a szennyezőanyagok terjedését közvetlenül befolyásoló geometriai paraméterek — például a repedések apertúra-eloszlásának vagy a mátrixdiffúziós mélységnek — a meghatározásánál. Ezek csak terepen elvégzett (például nyomjelzéses) vizsgálatok modellezéssel kiértékelt eredményeiből származtathatók (MOLNÁR et al. 2008a), mégpedig igen jelentős bizonytalansággal.

A bemutatott H12-alapú árapályamodell legfontosabb jellemzője, hogy a valóságban lezajló transzportfolyamatokat az egyedi kútsztek által meghatározott transzmisszivitáseloszlás statisztikai kiértékeléséből (JNC 2000) származtatott hidraulikai jellemzők alapján számítják ki. Ennek megfelelően a modell hidraulikai tulajdonságai tekinthetők a legmegalapozottabbnak, ugyanakkor a modellezés során ennek bizonytalanságát a legnehezebb meghatározni.

Az árapályamodell paraméterezésének legbonyolultabb eleme a transzporttulajdonságok meghatározása. A transzportfolyamatokat — az azokat meghatározó jellemzők szempontjából — alapvetően két csoportra lehet

osztani: a kifejezetten anyagi tulajdonságokhoz köthető paraméterekre, illetve magukat a folyamatokat jellemző tulajdonságokra. Az előzőbe elsősorban a befogadó kőzetre (a gránitra és annak repedésrendszerére), a transzportfolyamatok közvetítő közegére (azaz a felszín alatti vizekre), valamint a transzportban résztvevő anyagokra (a radioaktív izotópokra), illetve ezek bármilyen kombinációjára vonatkozó paraméterek tartoznak. A másodikba olyan általános, telephelyfüggetlen tulajdonságok tartoznak, mint a diffúziós állandó.

A hosszú távú biztonság megítélése szempontjából ezek közül a legfontosabb a megoszlási hányados, amely a szennyezőanyagok szilárd fázison történő megkötődését (és ezáltal azok retardációját) írja le. Ezt csak nyomjelzéses vizsgálatok kivitelezésével és kiértékelésével lehet meghatározni, illetve azok eredményei (MOLNÁR et al. 2008a) alapján a szakirodalmi adatokat felülbírálni, pontosítani, telephely-specifikussá tenni. Kevésbé igényel helyszín-specifikus információkat az egyes izotópok (elemek) oldhatósági korlátjának, valamint a jellemző kémiai formák figyelembevételével azok relatív diffuzivitásának a meghatározása (BÉRCI et al. 2007; BÓTHI et al. 2007, 2008a). Azonban kis hidraulikus gradienssel, illetve kis vízvezető képességű befogadó kőzettel rendelkező telephelyek esetén — mint amilyen a bátaapáti terület kivitelezést megelőző viszonyok között — a diffúzív folyamatok, többek között a mátrixdiffúzió, jelentősége nagymértékben megnövekedhet (BÉRCI et al. 2007), így azok minél pontosabb paraméterezése elsőrendű fontosságú kérdéssé válhat.

A biztonsági értékelés geoszféramodellje

Az előzőekben ismertettük a biztonsági értékelés geoszféramoduljának matematikai megvalósításához alkalmazott megközelítéseket, illetve azok legfontosabb jellemzőit. A továbbiakban összefoglaljuk az ezek felhasználásával kialakított modellt (BÓTHI, TAKÁCS 2009), és bemutatjuk annak néhány jellegzetes eredményét.

A kamrán átszivárgó, radioaktív anyagokkal szennyezett porús víz az EDZ-n keresztül csatlakozik be a geoszféra felszín alatti áramlási rendszerébe. A jelenleg elfogadott kritériumrendszer szerint a kamrák nem harántolhatnak és bizonyos távolságon belül meg sem közelíthetnek 1×10^{-5} m²/s transzmisszivitásnál nagyobb vízáadó képességű szerkezetet (BÓTHI, GYÖNGYÖSI 2009, FABIÁN et al. 2007). Ezért a normál geoszférán keresztül történő szennyezőanyag-terjedés kezdeti szakasza az adott kamra vízföldtani elhelyezkedésének függvényében vagy kevésbé, vagy jobban vízvezető pásztaiba esik (9. ábra). Ezt a biztonsági értékelési modellben úgy vesszük figyelembe, hogy vagy determinisztikusan, az adott vizsgálandó kamra helyzetének megfelelően megválasztott vízelosztási tényezővel, vagy a teljes kamramező együttes elemzése esetén az arra meghatározható átlagos vízelosztási aránnyal osztjuk el a kamrából kijutó szennyezett vizeket a kétféle pászta között.

⁹ Valamekkora szennyezőanyag-mennyiség advektív terjedésének aránya az ugyanazon szennyezőanyag-mennyiség diffúzióval történő terjedéséhez képest, adott hidraulikus gradiens mellett.

Amennyiben vizet kevésbé vezető pászttával érintkezik a kamra, azon keresztüljutva a szennyezőanyag-terjedés — időben és térben eltolódva — egy vizet jobban vezető pászttába csatlakozik be. Ezt a kétféle, a gránit háttérrepedés-rendszerét reprezentáló modellelemet a H12+ megközelítés alkalmazásával építjük be a modellbe. Mivel a terepi vizsgálatok alapján lehetőségünk van a kétféle pászta elkülönítésére és elkülönült jellemzésére, mindkettő esetén az árapálya tulajdonságait az adott típusú pászttára meghatározott transzmisszivitáseloszlásból származtatjuk.

A tárolóba beszivárgó tiszta vizek szennyeződnek a hulladékból kijutó radioaktív izotópokkal. Az így szennyezett vizek a normál terjedési útvonal mentén vagy jó vízvezető pászttába, vagy kevésbé vízvezető pászttába kerülnek az adott kamra térbeli helyzetének függvényében. A kevésbé vízvezető pászttából a szennyezett víz bekerülhet a jó vízvezető pászttába, vagy — a jó vízvezető pászttához hasonlóan — közvetlenül egy jó vízvezető szerkezetbe. Itt hígulás valósul meg a jó vízvezető által összegyűjtött szennyezetlen vizekkel. Innen a szennyeződés eljut a torlasztó-szigetelő szerkezeteket kísérő repedezett zónába, ahol újból hígul. Ezek mentén felfelé áramlás következik be a gránit mállási kérgébe, ahol újabb hígulás következik be az ott horizontálisan szivárgó vizekkel. Végül a szennyezett víz egy forrásnál lép a felszínre. Alternatív terjedési útvonalként a tárolóból a szennyezett vizek a megközelítő vágatok irányába szivárognak, amely mentén kijutnak a felszínre a vágatok nyitópontjának közelében.

A repedésosztályokon belül a szennyezőanyagok terjedését a hosszú felezési idejű, konzervatív tulajdonságú klór izotópjának az áttörési görbéjén mutatjuk be (10. ábra). Ezen egyértelműen látható, hogy az egyes repedésosztályok az összegzett áttörési görbe különböző időszakaiban válnak meghatározóvá, azaz jelentőségük időben változó. A legnagyobb transzmisszivitású, azaz leggyorsabb árapályák határozzák meg a szennyezőanyagok kikerülését az első párezer év során, azonban azok maximális fluxusa elmarad a 10 000 és 100 000 éves időszak között megjelenő, a közepes transzmisszivitású, és egyben leggyakoribb repedésosztályokhoz kapcsolódó csúcshoz viszonyítva. A nagy transzmisszivitású repedések százezer év alatt lényegében teljesen kiürülnek, míg a legkisebb transzmisszivitással és ezzel együtt a leglassabb terjedési sebességgel jellemezhető repedésosztályok csak ekkor jelennek meg.

Szintén a ^{36}Cl áttörési görbéjét használjuk fel a mátrixdiffúzió jelentőségének illusztrálásához (11. ábra). A H12+ modellben a repedést reprezentáló cellasor elemeiben jelenlévő anyagmennyiséget összehasonlítva a mátrixba kidiffundált anyagmennyiséggel arra a következtetésre jutunk, hogy a mátrix — nagyságrendekkel nagyobb térfogata miatt — a repedésben szállított anyagmennyiség sokszorosát képes retardálni, noha a diffúzív kapcsolat miatt a koncentráció a két elembe azonos kell, hogy legyen. Ugyanakkor az is feltűnő, hogy mind a repedésben, mind a mátrixban a terjedési útvonal mentén lényegében azonos anyagmennyiség alakul ki, azaz a térbeli eltolódás hatása jelentéktelenné válik (ezért nem jelenik meg a diagramon a

térben legtávolabbi repedésben és a hozzá tartozó mátrixban lévő anyagmennyiség, ugyanis azt elfedi az eggyel korábbi).

Ahogy azt korábban már említettük, a háttérrepedés-rendszerből a szennyezőanyagok előbb vagy utóbb belekerülnek a nagy transzmisszivitású, nagy kiterjedésű vízvezető szerkezetekbe, amelyek mentén aránylag gyorsan a megcsapolási pontok felé terjednek. Ezeket a szerkezeteket a modellben egyetlen csőelem alkalmazásával valószínűsítjük meg, mivel azzal lehetőségünk van az advektív-diszperzív transzport egyszerű, számításlag hatékony megvalósítására. A csőelem meghatározó paramétere a transzmisszivitása, amelyet a modellben $1 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ -nak tételeztünk fel; ez megfelel a telephelyen általánosan a nagy vízáradó képesű szerkezetekre általánosan elfogadott értékkel.

A nagy vízvezető képességgel rendelkező szerkezetek a torlasztó-szigetelő zónákat követő repedezett, szintén nagy vízáradó képességgel rendelkező övekbe csatlakoznak be. Ezeket a modellben párhuzamos csövekből álló, H12-jellegű matematikai megközelítéssel valószínűsítjük meg. Míg a háttérrepedés-rendszer leírásához általában kilenc transzmisszivitásosztályra osztjuk fel a transzmisszivitáseloszlást, addig ezeknél az öveknél mindössze három, egymással párhuzamos árapályát határozzunk meg (BÓTHI, TAKÁCS 2009). Ennek magyarázata az, hogy itt a transzmisszivitáseloszlás változékonysága több nagyságrenddel kisebb, mint a háttérrepedés-hálózat esetében. Ugyanakkor az egyes repedésosztályok átlagos transzmisszivitása jóval nagyobb, mint a kevésbé vagy jobban vízvezető pászttáknál. Ezért ezeknél az öveknél a modellben a háttérrepedés-rendszer meghatározott transzmisszivitáseloszlás alulról csonkolt, azaz a legkisebb értékeit nem tartalmazó, a nagyobb értékek felé eltoló, mesterségesen előállított eloszlásával számolunk.

A torlasztó-szigetelő szerkezetek mentén a szennyezett víz a felszíni megcsapolási pontok, a területen található források, fakadások irányában felfelé áramlik. Mielőtt a felszínre érne belekerül a gránit mállási övébe, amelyben jelentős mértékben hígul az ott horizontálisan szivárgó, szennyezetlen vizekkel. A mállási övet a modellben sorba kötött keveredési cellákkal valószínűsítjük meg, amivel lehetőségünk nyílt az itt bekövetkező megkötődés figyelembe vételére is. A forrásokban megjelenő aktivitáskoncentrációból dóziskonverziós¹⁰ tényező alkalmazásával számítjuk ki a bioszférában megjelenő effektív dózis értékét.

Összefoglalás

A Bataapáti-telephelyen elvégzett részletes földtani-vízföldtani-geotechnikai vizsgálatok adatai, valamint az azokra épülő kiértékelések eredményei alapján lehetővé vált a terület sajátosságait figyelembe vevő biztonsági értékelési

¹⁰ Adott izotóp, illetve besugárzási útvonal függvényében, a humán jellemzők figyelembe vétele mellett, az egységnyi aktivitáskoncentrációhoz tartozó éves effektív dózist dóziskonverziós tényezőnek nevezzük.

modellek kialakítása a földtani környezetben bekövetkező szennyezőanyag-terjedés előrejelzéséhez. A területre kialakított vízföldtani koncepciómodellek elemzésével sikerült megállapítani a tároló lezárását követően megvalósuló áramlási rendszer legfőbb jellegzetességeit, valamint annak lehetséges eltérő fejlődését a megközelítő vágatokban kialakítandó vízgátak minőségének a függvényében.

A koncepciómodell felhasználásával építettük fel a biztonsági értékelés geoszféramodelljét, amelyben figyelembe vettük a gránit háttérrepedés-rendszerében (a kevésbé, illetve jobban vízvezető pásztákban), a nagy kiterjedésű és nagy vízáradó képességű töréses szerkezetekben (MWCF), valamint a telephely jellegzetes vízföldtani blokkosodását előidéző torlasztó-szigetelő szerkezetek mentén bekövetkező radioaktívizotóp-terjedés jellegzetességeit. Az így felállított geoszféramodell megfelelő alapot teremt a tároló hosszú távú biztonságának megalapozott előrejelzésére, illetve annak eredményei felhasználásával a műszaki gát-rendszer elemeire vonatkozó követelményrendszer felállítására.

A földtani gát elemei közül a torlasztó-szigetelő szerkezetek a legfontosabbak, mivel azok határozzák meg a terület építést megelőző, azaz nyugalmi állapotának áramlási rendszerére jellemző rendkívül kis vízforgalmat a felszín alatti vizek áramterében, és ezzel késleltetik és mérséklik a tárolóból kijutott radioaktív izotópok terjedését a bioszféra irányában. A szennyezőanyagok retardációjában a gránit háttér-repedésrendszere játssza a legfontosabb szerepet, ezért a terepi vizsgálatok eredményeit minél pontosabban, közvetlenebbül és részletesebben figyelembe

vevő matematikai modellt alakítottunk ki a biztonsági értékelési modellen belül ennek a térrésznek a vizsgálatához. Ehhez áttekintettük a GoldSim modellezési környezet által a szennyezőanyagok terjedését megvalósító két alapvető elem, a keveredési cella és a csőelem elképzelt kapcsolódási rendszerét, kiértékeljük azokat, és közülük kiválasztottuk a H12-alapokon nyugvó, annak továbbfejlesztett változatának tekinthető, párhuzamos cellasorokat felhasználó megvalósítást. Ezt a megközelítést sikeresen alkalmaztuk a teljes elhelyezési rendszert vizsgáló biztonsági értékelések során éppúgy, mint a terepen elvégzett nyomjelzéses anyagvizsgálatok kiértékelésekor, azaz a telephely-specifikus transzportparaméterek meghatározásakor.

Köszönetnyilvánítás

A cikkben bemutatott vizsgálatok és értékelések a Bábaapáti térségében folyó, a Nemzeti Radioaktív hulladék-tároló (NRHT) kutatásával és kialakításával kapcsolatos munkák keretein belül valósulhattak meg, amelyeket a Központi Nukleáris Pénzügyi Alapból a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Nonprofit Kft. (RHK) finanszíroz. A szerzők szeretnék köszönetüket kifejezni az RHK-nak a munka elvégzéséhez szükséges feltételek biztosításáért, valamint a telephely földtani-vízföldtani-geotechnikai kutatásában résztvevő összes szakembernek a terület részletes megismerésében és magas szintű kiértékelésében elvégzett munkájukért.

Alpine burial history of the Mórág Block and its environs

GÉZA CSÁSZÁR

Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

Key words: Cenozoic, erosion, Hungary, Late Palaeozoic, Mesozoic, Mecsek Mountains, South-eastern Transdanubia, subsidence

Abstract

The aim of this study was to reconstruct the subsidence and burial history of the low- and intermediate-level radioactive waste disposal in its potential repository area. The research area can be subdivided into two subareas of different geological settings. In the larger subarea (Mórág Block) there are mainly granitoid rocks on the surface but usually covered by Quaternary and in a few cases Pannonian sediments. In the Zsibrik Block the granitoid rocks are covered by Lower Palaeozoic metamorphites and in part by Jurassic and Neogene formations. The significant differences between the two areas from the Carboniferous onwards are expressed in the Figures 3 and 4.

Introduction

The present study was compiled as a part of the exploration for assessing the possibilities of low- and intermediate-level radioactive waste disposal in the environs of Bataapáti. Its aim is to investigate the subsidence (burial) conditions of the study area. The area consists of the Mórág Granite Formation (Palaeozoic), regarded as the potential host rock of the radioactive waste, and the closely related Ófalu Formation (Palaeozoic), as well as the Jurassic succession in the NW corner of the research area. The latter is connected tectonically to the above mentioned formations (Figure 1). The idealised geological profile edited by G. Császár for the area between the Mecsek and Villány Mts. served as a model for plotting the subsidence curves (Figure 22, p. 34 in Császár 2002).

Geological background

Geologically, the area represents a part of the Mecsek Zone (northern tectonic element of the Tisza Unit – FÜLÖP 1994). It is of a syncline character and is situated on the S flank of the Zone. In the environment of the Mórág Block

opinions differ as to the boundary of the Mecsek and Villány Zones, the nature of the formation contacts, as well as the kind and direction of movements along structural elements. This is so despite the considerable volume of drilling research that has taken place. Their analysis is not a task of this study and thus it is mentioned as an example only that the majority of the authors do not take any particular stand on the tectonic character of the Mórág Block and the closely related Mecsekalja Zone. This zone is composed of metamorphites of the Ófalu Formation (Palaeozoic), as well as the Mesozoic range connected to them from NW (FÜLÖP, DANK 1987; BARABÁS, BARABÁS-STUHL 1998, *etc.*). According to TÖRÖK (1998), the Villány Zone is thrust on the Mecsek Zone even here, while according to BALLA (1981) the thrust is just the reverse in this section. However, according to CSONTOS (1995) this is a dextral fault line. On the maps of the last report (BALLA et al. 2003) of the exploration for the disposal of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant, this structural line is not qualified, either.

With regard to the southern boundary of the Mórág Block, the points of view also vary. The map of FÜLÖP, DANK (1987) marks a sedimentary contact between the Mórág Complex and the Triassic sequences, while according to

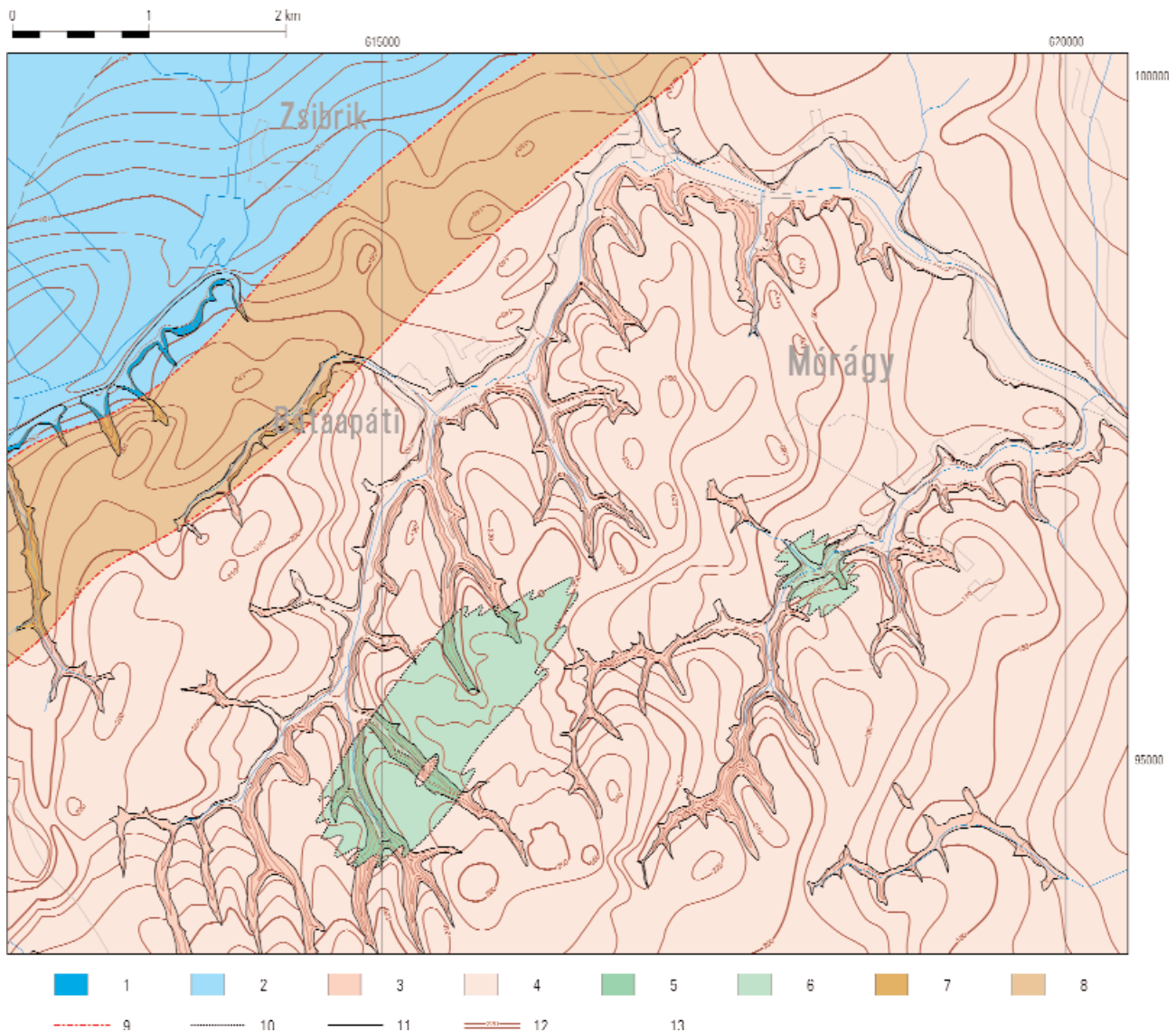


Figure 1. Geological map of the basement surface in the close vicinity of the Bataapáti (Üveghuta) Site. After BALLA et al. (2003), a fragment 1-2 – Lower Jurassic sediments: 1 – exposed, 2 – buried; 3-6 – Palaeozoic Mórágó Granite Formation: 3-4 – monzogranite: 3 – exposed, 4 – buried; 5-6 – monzonite: 5 – exposed, 6 – buried; 7-8 – Palaeozoic metamorphic rocks of the Mecsekajka Zone: 7 – exposed, 8 – buried; 9 – tectonic contact of the Mecsekajka Zone; 10 – boundary between the monzonites and monzogranites; 11 – stratigraphical boundary; 12 – contour lines of the basement surface, each 10 m asl; 13 – extent of the compilation area

1. ábra. A Bataapáti (Üveghutai)-telephely közvetlen környékének alaphegységfelszín-térképe. BALLA et al. (2003) nyomán, részlet.

1-2 – alsó-jura üledékek: 1 – kibúvásban, 2 – fedetten; 3-6 – Paleozoikum, Mórágó Gránit Formáció: 3-4 – monzogranit: 3 – kibúvásban, 4 – fedetten; 5-6 – monzonit: 5 – kibúvásban, 6 – fedetten; 7-8 – Paleozoikum, a Mecsekajka-öv metamorfittjai: 7 – kibúvásban, 8 – fedetten; 9 – a Mecsekajka-öv tektonikus határa; 10 – monzonit és monzogranit határa; 11 – rétegtani határ; 12 – az alaphegység felszínének szintvonalai 10 m-enként (Bf); 13 – a szintvonalak szerkesztési határa

BARABÁS, BARABÁS-STUHL (1998) the contact is tectonic — in fact with a sinistral shift.

The boundary between the Mecsek and Villány Zones cannot be clearly delineated in the area S of the Mórágó Block. Among others, the uncertainty is well-reflected in the Mesozoic sequence of transitional character of the Máriakémed–Bár Range; this is situated between the Mecsek and the Villány Zones. The structural elements of this range are not documented with due reliability, either. In connection with the latter, at the moment the knowledge on

the basement of the Ellend Basin bordering the Mórágó Block from the S is rather poor; here sequences older than Triassic were not explored. The significant distance-shortening during the early Late Cretaceous sub-Hercynian (pre-Gosau) phase — also did not contribute considerably to marking the boundary between the structural zones.

In the territory of the Tisza Unit, the Lower Palaeozoic formations suffered a low- to medium-grade (from phyllite to amphibolite facies) metamorphism during the Variscan tectonism (SZEDERKÉNYI 1998). Within this interval, the lat-

ter ones predominate owing to the intensive erosion during the formation of molasse. In extreme cases, very low grade (*e.g.* Szalatnak Slate) and high-grade (*e.g.* Göröcsöny Eclogite) metamorphites also occur as nappe outliers. The latter ones were determined by BALLA (1981) as being of Caledonian origin.

Based on the material of the probably well-separated Carboniferous and Permian sedimentary cycles, the grain size of the detritus, and the distribution of the accumulation areas during the Variscan tectonism, the conclusion can be drawn that the erosion could have been rather intense and general during both tectonic phases. At the beginning the products of the erosion were accumulated outside the territory of the Tisza Unit. In a later stage of the erosion the accumulation of the sequence, reaching even several thousand m, took place in a very uneven distribution in intramontane basins within the Tisza Unit. Such basins are known in the Western Mecsek Mts. and its W foreland.

In the course of the Early Triassic, the territory was more or less eroded to a balanced level while the depressions were filled up. As a result of the transgression at the beginning of the Middle Triassic, carbonate formations of ramp and then — differently from area to area — carbonate platform, slope, and basin facies were deposited on the basement. The latter continued to subside but at an uneven degree. On the invariably mobile basement, clastic formations were accumulated in fluvial environment during the Late Triassic; however, the rate of accumulation and erosion were decreasing southward. A remarkable phenomenon on the basement maps (FÜLÖP, DANK 1987) is that in the territory of the Great Hungarian Plain — and especially in the Mecsek Zone within it — the zone of the Triassic (and Jurassic) formations becomes narrower eastwards between the zones of the crystalline and the Cretaceous formations. In the Máriaké-ménd–Bár Range, in the cover of the Permian layers with their decreased thickness, only the lowermost part of the Middle Triassic was preserved besides the Lower Triassic.

Up to the top of the Middle Jurassic, the Jurassic formations were developed in Gresten and mottled marl (Allgau) facies within the Mecsek Zone. Besides the more or less identical nature of the facies, the thickness of the individual formations and even that of the whole sequence are show extreme variations: locally a difference of several orders of magnitude can be noted. The sequence of the Mecsek Zone, grading from fluvial into marine development, reached its maximum — accompanied by gradual subsidence — during the detachment of the Tisza Unit from the European Plate. Within it, a northward deepening (with silica content increasing towards the N and southward increasing carbonate content, accordingly) is outlined on the basis of the sequences in the Great Hungarian Plain. As opposed to the continuous sequence in the Mecsek Mts., the Villány Zone is of lacunar development. At the same time the Villány Zone as a whole was of submarine ridge character in the Jurassic, at the end of the latter it became a shallow marine carbonate platform. In the area to the SE of the Mecsek Mts. (in the Máriaké-ménd–Bár Range), the Jurassic sedimentation began only in the Middle Jurassic.

In the Mecsek Zone, the Lower Cretaceous series is represented by basalt varieties that are the products of an early phase of submarine rifting. After the uplift and erosion at the beginning of the Late Cretaceous, accompanied by nappe formation, the volcanic–sedimentary sequence of deep sea and at the same time atoll character, was replaced by a newer sedimentary cycle not later than in the Late Cretaceous. To the E of Szolnok the basin turned into a flysch trough within which a lacunar sequence accumulated, lasting until the Oligocene. On the basis of boreholes in the Danube–Tisza Interfluvium, there is no doubt that the Mecsek Mts. and its environment were covered by the Upper Cretaceous sediments, as well. Based on the terrestrial and fluvial Palaeogene, known from the environs of Szigetvár, it can be assumed that a more generally extended accumulation may also have taken place in certain places and periods besides the general erosion.

In the Villány Zone, owing to a short subaerial period, bauxite accumulation took place due to the distant effects of the basalt volcanism in the Mecsek Zone at the beginning of the Cretaceous. Further on, an extensive carbonate platform existed till the Albian stage, followed by hemipelagic marl then flysch-like sediments developed in a flexural basin. Here, the Upper Cretaceous forms an independent sedimentary cycle whose preserved sediments can be found only in the Danube–Tisza Interfluvium and Trans-Tisza area. In the west this is more calcareous than that in the Mecsek Mts. and shows less pronounced flysch features in the east. In the Hungarian part of the zone, Palaeogene sediments were not encountered.

Creation of the subsidence history curve

The subsidence history curve was prepared according to the method applied by GRADSTEIN, SRIVASTAVA (1980). In this method the geological time (geochronological units) and the radiometric ages from the Carboniferous until the present are indicated on the horizontal axis, while the depth conditions (thickness of the formations and the water depth) can be found along the vertical axis. During the analysis, the reflection of the effects of the increasing load pressure were disregarded, as were also the compaction calculations applied by MAYER (1987) for detecting the real maximal depth conditions. Thus the curves in Figures 2 and 3 correspond to the curve without compaction correction, marked with uRS by VAN HINTE (1978). As a matter of fact, given the lack of compaction correction in the original (at the time of the sedimentation) the thickness of the individual formations cannot be established. Thus the so outlined “greatest depth” of the given formation or surface — to a certain degree — falls behind the real depth. However, since the used “thickness data” are frequently only estimated values, their limit of error is smaller than that of the data mentioned before, thus it is considered unnecessary to carry out decompaction calculations. Moreover, according to KEEN (1979) the correction

has significance only if the profile contains a section with a clayey–silty (mudstone) character and has considerable thickness. During the evaluation an attempt was also made to take into account both the eustatic sea-level changes and the time of the well-known tectonic events.

Subsidence curves

In accordance with the above, an independent diagram was prepared for each of two districts within the research area for investigating the possibilities of radioactive waste disposal. One of the districts is represented by the area comprising the surface and near-surface occurrences of the Palaeozoic crystalline sequences of the Mórág Block (Mórág Granite Formation and Ófalu Formation). The other district is situated in the NW corner of the research area, marked by the Village of Zsibrik, where Jurassic sequences can be found on and near the surface. The analysis covers only the subsidence (burial) conditions of the forma-

tions belonging to the Alpine structural system, including the Permian molasse sequence.

Subsidence history of the Mórág Block

Carboniferous sediments are not known in the immediate environment of the Mórág Block. The nearest boreholes that penetrated Carboniferous sediments with certainty, can be found in the foreland of the W side of the Villány Mts. and to the NW of it. Given the lack of palaeontological data, the presence of Carboniferous sediments is only probable in the region of Nagykőrös. On this basis, it should be assumed that a quick and considerable relief uplift and a consequent intense erosion took place in the predominant part of the Tisza Unit during the Late Carboniferous as a result of the orogenic phase. On the basis of the deposition of the Permian sequences on the crystalline basement (in the greater part of the Western Mecsek Mts, Boreholes Nagyközár Nk–2, Máriakémeád Mk–3, Somberek Smb–1, etc.),

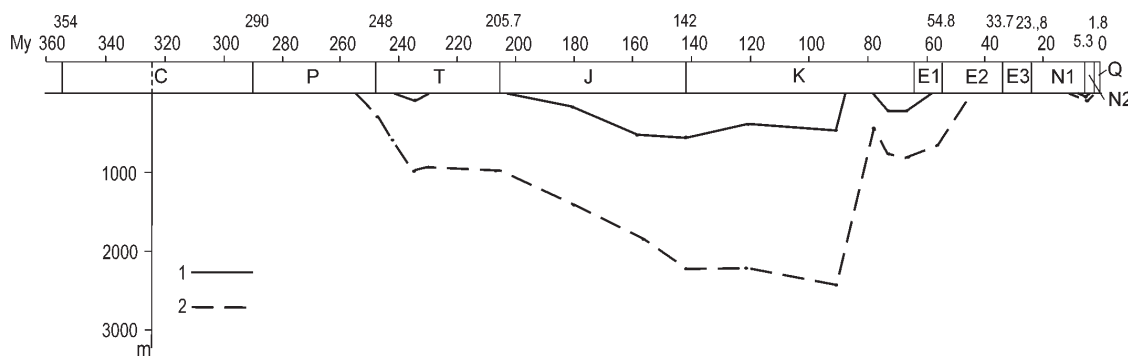


Figure 2. The subsidence curve of the Mórág Block

On the geological time axis, the international codes (ICS 2004) are indicated: C = Carboniferous, P = Permian, T = Triassic, J = Jurassic, K = Cretaceous, E1 = Palaeocene, E2 = Eocene, E3 = Oligocene, N1 = Miocene, N2 = Pliocene, Q = Quaternary. 1 – water depth, 2 – depth to the crystalline basement

2. ábra. A Mórág-rög süllyedési görbéje

A kortengelyen a földtani korok nemzetközi kódjai (ICS 2004) állnak: C = karbon, P = perm, T = triász, J = jura, K = kréta, E1 = paleocén, E2 = eocén, E3 = oligocén, N1 = miocén, N2 = pliocén, Q = negyedidőszaki. 1 – a tenger mélysége, 2 – a kristályos aljzat felszínének mélysége

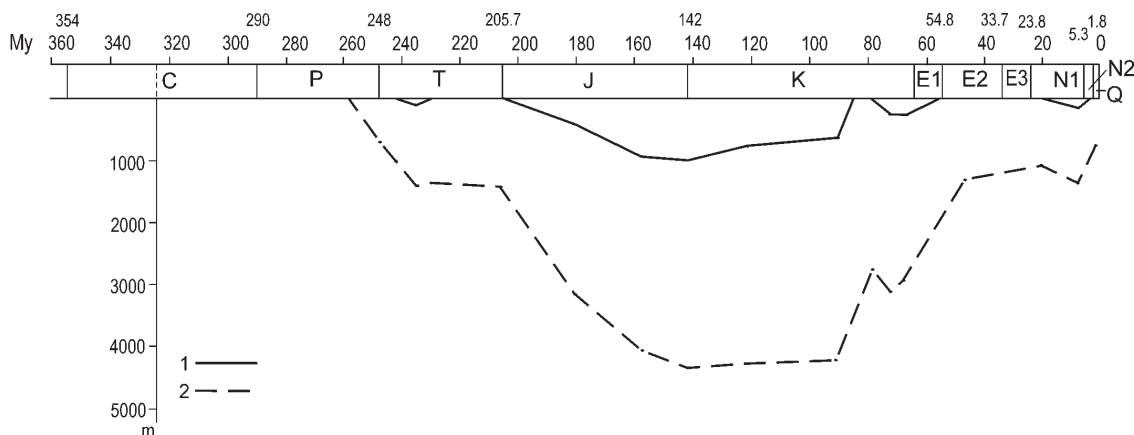


Figure 3. The subsidence graph of the Zsibrik Block

For captions see Figure 2

3. ábra. A zsibriki terület süllyedési görbéje

Jelmagyarázat a 2. ábrán

it can be regarded as proved that most of the area remained as an erosional relief until the end of the Late Carboniferous. Sediment accumulation took place only in the intramontane basins. The newer orogenic phase at the end of the Carboniferous – at the beginning of the Permian had a result largely similar to that of the Carboniferous events. With regard to the Mecsek and Villány Zones, after the initial general erosion the western areas became accumulation reliefs. The accumulation extended slowly towards the E which is proved unambiguously by the 1,068 m and 487 m thick Permian sequences of boreholes Mk–3 and Smb–1, respectively; this is especially true if it is taken into account the facts that the lowermost formation of the Permian (the Korpád Sandstone) as well as the uppermost formation of the Permian (the Kővágószőlős Sandstone) are missing from the latter borehole. The Boda Siltstone, omitted from here due to facies reasons, has a similar indication. According to BARABÁS, BARABÁS-STUHL (1998), the Jakabhegy Sandstone is also deposited with a significant hiatus in Borehole Smb–1. In that part of the Mecsek Zone which is in the basement of the Great Hungarian Plain, no Permian formations occur at all. In the Villány Zone — in the environs of Kiskunmajsa — three boreholes penetrated the Gyűrűfű Rhyolite. However, sedimentary formations are not known here, either (MAJOROS 1998). Therefore it follows that those parts of the two zones which are in the basement of the Great Hungarian Plain were situated above the erosion base level essentially throughout the Permian period.

Today, the territory of the Mórág Block is partly on the surface and partly covered by a thin Neogene to Quaternary sequence. The tectonic position of the Block is not totally clear, at present. Its WSW-vergent wedge shape makes the impression that the areas to the SE and NW of it were shifted towards NE relative to it — that is it, is bordered in the NW by a dextral and in the SE by a sinistral faults, respectively. Accordingly, here a Permian sequence with a smaller thickness (approximately 300 m) than that at Somberek (Figure 2) was taken into account. Without giving sources, TÖRÖK (1998) mentioned a 130–200 m thickness of the Jakabhegy Sandstone of Early Triassic age in the territory of the Mórág Block. Though even he does not mention a younger Triassic sequence, it is no reason to assume that the area did not become an accumulation relief during the Triassic period. This is referred to also by the fact that in Boreholes Smb–1 and Mk–3, to the S of the area, Jakabhegy Sandstone, and in the latter one even Patacs Siltstone (Early Triassic) occur underneath the Middle Jurassic sequences (TÖRÖK 1998). It has a similar significance that scarcely rounded detritus of dolomite material, forming layer-like lenses, appears in the Lower Jurassic sequence of the Zsibrik area. This indicates transportation of very short range. Due to the mentioned structural uncertainty, it cannot be declared that the source of the material was the present-day area SE of the occurrence. However, since Triassic, Jurassic and even metamorphic sequences appear near the present-day southern margin of the

Jurassic sequences also in the other Jurassic formations (NÉMEDI VARGA 1988), the source cannot be regarded point-like. Thus the area can be considered as relatively uplifted even over a longer range, so the Triassic sequence can be assumed to have a thickness more moderate than on-average — altogether some 700 m (Figure 2). Within it, the smaller accommodation rate can obviously be put to the Late Triassic.

There are no direct data on the Jurassic formations in the territory of the Mórág Block. However, based on the above it can be regarded as an area with a relatively uplifted position. This is even so for the Jurassic period where sedimentation took place at least episodically also during the Early Jurassic. Within the Mecsek Zone, NÉMEDI VARGA (1988) mentioned varied detritus from the Jurassic formations as follows: Lower Jurassic Hosszúhetény Calcareous Marl (Upper Triassic coal pebbles, Lower Jurassic calcareous siltstone, Lower Jurassic mottled marl), Lower Jurassic Mecseknádasd Sandstone (Triassic and Lower Jurassic detritus in the environs of Apátvarasd, the product of the sub-aerial erosion of the Máriakémed–Bár Range) and Middle Jurassic Pusztakisfalu Limestone (quartzite and crystalline schist pebbles). This latter already come into being in the early Middle Jurassic phase and is characterised by the unanimous deepening of the Jurassic sea. There is already no trace of redeposited detritus in younger formations. Accordingly, a significant deepening is demonstrated also by the curve obtained during the Middle Jurassic. Thus the subsidence was a consequence of not mainly the increase in thickness of the formations but rather of the deepening of the sea. At this time, the water depth exceeded even 500 m while the base of the series approached 2000 m. At the end of the Late Jurassic, the subsidence was more or less in harmony with the accumulation.

The balance broke down at the end of the Middle Cretaceous. On the basis of the analogies in the Mecsek and Villány Mts, at this time a quick and intense uplift took place due to the pre-Gosau compressional tectonic movements. As a result of the latter, the greater part of the so far accumulated formations eroded. During the Late Cretaceous, even the territory of the Mórág Block was flooded for a short period of time by the sea, in accordance with the transgression in the Mecsek and Villány Zones.

On the basis of the events known in the Szolnok Flysch Trough, it cannot be excluded that in this area sedimentation took place occasionally also in the Palaeogene and it could even have been a marine one. It is obvious that the area basically uplifted and erosion also took place during already in the Palaeogene. At this time, not only the product of the Upper Cretaceous and Palaeogene sedimentary cycle but also the Permian and Triassic sequence, preserved during the previous erosion period, disappeared. In the Neogene, only an insignificant amount of marine and lacustrine sediments accumulated in the area, and mainly in its marginal parts. Similarly, the Pleistocene could be the period of rather the erosion than the accumulation, though this has already no importance from the point of view of the shape of the subsidence curve.

Subsidence history of the Zsibrik Block

In agreement with the fact that the Zsibrik Block has a more western origin than the Mórógy Block and is situated in the NW corner of the research territory, it falls closer to the Permian depocentre; this is accordance with the information presented when describing the evolutionary history of the Mórógy Block. Thus, it is very probable that the Permian sequence, about which there are no factual data, may be thicker than the previous one — *i.e.* about 700 m (Figure 3). At the same time, despite its more western origin the presence of Carboniferous sequences in the footwall of the Permian does not seem probable, here either. With regard to the thickness and formation depth of the Triassic sequences, no significant difference between the two areas can be seen — either series by series or in total — and thus the course of their subsidence curves are also taken to be identical. The situation is different in the case of the Jurassic. Due to the more western and at the same time more northern origin of the Zsibrik Block, the Lower Jurassic but even the Middle Jurassic sequences are much thicker. In addition the height of the water column above it increases rapidly. In other words, the area is a part of a quickly subsiding territory where the sedimentation already could not keep step with the subsidence and did not reach even the half of it. During the Late Jurassic the rate of subsidence still exceeded slightly that of the sediment accumulation and thus the basin deepened a bit further. At the beginning of the Early Cretaceous the subsidence stopped and thus by the formation of the Mecsek-type (continuously eroding and developing) atolls the depth of the basin between the atolls decreased. This was in accordance with the degree of sediment accumulation. The stabilisation of these conditions can be assumed in the Middle Cretaceous, as well.

Due to the pre-Gosau (sub-Hercynian) orogenic movements, approximately 1500 m basement uplift took place and this was accompanied by the erosion of the 500–700 m thick sediment. In the course of the Late Cretaceous, the area was flooded again by the sea, the water depth of which hardly exceeded 200 m. At the beginning of the Palaeocene a newer, probably very unbalanced uplift took place, and this could have reached even 2000 m in the area in question, possibly resulting in the erosion of at least 1500 m of sediment.

It cannot be excluded that terrestrial–fluvial sediments of greater thickness accumulated occasionally in the intramontane basins during the Palaeogene, but there was only a slight chance of its preservation. At the beginning of the Miocene, the series of events leading predominantly to erosion still continued but in the Middle and mainly the Late Miocene the sea slowly flooded the area again. Later it gradually became a freshwater lacustrine environment. In the Pliocene, this part of the Pannonian Basin was also filled up totally. It is worth mentioning that the Miocene and Pliocene formations become intensely thicker N of the research area (Borehole Hidas Hi–53). In the Pleistocene terrestrial sedimentation and erosion alternated, maybe with the predominance of the former.

Summary

The research area is subdivided into two structural units that are besides each other, probably due to horizontal movements. The greater part of the research area is composed of the Mórógy Block; that latter is joined in the NW by a territory called the Zsibrik Block. On the former, the Palaeozoic Mórógy Granite Formation can be found on the surface, predominantly covered by Quaternary or, exceptionally, by thin Upper Miocene – Pliocene sequences. On the NW margin of the block, the Palaeozoic Ófalu Formation is situated. Recent knowledge on the structure of the Zsibrik Block is insufficient and thus in several cases it was necessary to rely on analogies in the course of the evolutionary and subsidence history reconstructions. The subsidence histories of the two areas agree in their characteristic features. However, in the area in a more southern position (and more eastern origin, at the same time) the lack of sediments is more significant in the Permian and the Mesozoic, but the greatest difference is derived from the generally higher, range-like nature of the area. Thus, while the surface of the crystalline formations exceeded even a 4000 m depth in the Late Jurassic – Early Cretaceous in the Zsibrik Area, the surface of the Mórógy Block may have subsided only slightly below 2000 m. Assuming that during the Palaeogene this area uplifted to the same degree as the Zsibrik Area, even 1000 m of the granite may have been eroded and the present-day surface of the crystalline formations may have reached a depth of 3500 m during the subsidence.

References — Irodalom

- BALLA Z. 1981: Plate-tectonic interpretation of the South Transdanubian ultramafics. — *Acta Mineralogica Petrographica Szeged* 25, pp. 3–24.
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARSI I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTARNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear

- power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BARABÁS A., BARABÁS NÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környezete perm képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Permian sequences of the Mecsek Mountains and their surroundings). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 187–215.
- CSÁSZÁR, G. 2002: Urgon formations in Hungary with special reference to the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Apuseni Mountains. – *Geologica Hungarica series Geologica* 25, 209 p.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. – *Acta Vulcanologica* 7, pp. 1–13.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II* (in Hungarian: Geology of Hungary. Palaeozoic II). – Akadémiai kiadó, Budapest 445 p.
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerk.) 1987: *Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával* (in Hungarian: Geological map of Hungary without Cenozoic). – Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GRADSTEIN, F. M., SRIVASTAVA, S. P. 1980: Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 30, pp. 261–295.
- IUGS 2000: Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. Appendix 2. – Courtesy of the Division of Earth Sciences, UNESCO, pp. 15–16.
- KEEN, C. E. 1979: Thermal history and subsidence of rifted continental margins – evidence from wells on the Nova Scotia and Labrador shelves. – *Canadian Journal of Earth Science* 16, pp. 505–522.
- MAJOROS GY. 1988: Az Alföld aljzata és a Tokaji-hegység perm képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Jurassic sequences of the Mecsek Mountains and Villány Hills). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 217–224.
- MAYER, L. 1987: Subsidence analysis of the Los Angeles Basin. – In: INGERSOLL, R. V., ERNST, W. G. (eds): *Cenozoic basin development of coastal California*. – Rubey 6; Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 299–320.
- NÉMEDI VARGA Z. 1988: A Mecsek- és a Villányi-egység jura képződményeinek rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of Jurassic sequences of the Mecsek Mountains and Villány Hills). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 319–336.
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana (in Hungarian: Stratigraphy of the crystalline basement of South Transdanubia and the Great Hungarian Plain). – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 93–106.
- TÖRÖK Á. 1988: A Mecsek-Villányi egység triász képződményeinek rétegtana. – In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana* (in Hungarian: Stratigraphy of geological formations of Hungary). Mol Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 253–279.
- VAN HINTE, J. E. 1978: Geochemistry analysis – application of micropaleontology in exploration geology – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62, pp. 201–222.

A Mórággyi-rög és környezete betemetődési viszonyai az alpi földtani ciklus folyamán

CSÁSZÁR GÉZA

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: Délkelet-Dunántúl, kainozoikum, késő-paleozoikum, lepusztulás, Magyarország, mezozoikum, Mecsek hegység, süllyedéstörténet

Összefoglalás

A tanulmány célja a radioaktív hulladék potenciális elhelyezési területén a süllyedési és betemetődési viszonyok rekonstrukciója volt. A kutatási terület két eltérő felépítésű részterületre tagolódik. A nagyobbik, Mórággyi-blokkban granitoid kőzetek vannak a felszínen, de többnyire negyedidőszaki, ritkábban pannóniai képződmények alatt. A Zsibriki-blokk területén a granitoid kőzeteket alsó-paleozoos, továbbá részben jura és neogén képződmények fedik. A két területnek a karbon időszaktól vizsgált fejlődéstörténetében kifejeződő számottevő különbség a 3. és a 4. ábrából olvasható ki.

Bevezetés

A tanulmány a Bátaapáti térségében folyó, kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezési lehetőségének tisztázását célzó kutatás részeként született. A tanulmány célja a radioaktív hulladék potenciális temetőjének tekintett Mórággyi Gránit és az ahhoz szorosan csatlakozó Ófalui Formáció, valamint a kutatási terület északnyugati sarkában elhelyezkedő, az előzőkhöz tektonikusan csatlakozó, a kainozoikum nélküli térképen jura képződményekkel képviselt terület (1. ábra) süllyedési (betemetődési) viszonyainak feltárása volt. A süllyedési görbék megszerkesztéséhez modellként Császár G.-nek a Mecsek és a Villány közötti területre szerkesztett idealizált földtani metszete szolgált (Császár (2002 — 22. ábra, p. 34).

Földtani háttér

A terület földtanilag a szinklinális jellegű Mecseki-zóna részét képezi, annak déli szárnyán foglal helyet. A Mórággyi-rög környezetében a Mecseki- és a Villányi-zóna határának megvonása és a képződménykontaktusok jellege, valamint a szerkezeti elemek menti mozgás módja és iránya tekin-

tetében a tekintélyes volumenű fúrásos kutatás ellenére is megoszlanak a vélemények. Ezek elemzése nem feladata a tanulmánynak, ezért csak példaként említem, hogy a Mórággyi-rög — beleértve az ahhoz szorosan csatlakozó Ófalui Formációnak nevezett metamorf zónát is — és az ezekhez északnyugat felől kapcsolódó mezozoos vonulat tektonikai jellege tekintetében a szerzők túlnyomó többsége nem foglal állást (FÜLÖP, DANK 1987; BARABÁS, BARABÁSNÉ STUHL 1998 stb.). TÖRÖK (1998) szerint a Villányi-zóna itt is rá van tolvá a Mecseki-zónára, míg BALLA (1981) szerint a feltolódás ezen a szakaszon éppen ellentétes, ugyanakkor CSONTOS (1995) szerint ez egy jobbos eltolódási vonal. A kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladék elhelyezésével foglalkozó kutatás legutóbbi két jelentéséhez tartozó térképeken ugyancsak minősítés nélküli ez a szerkezeti vonal (CHIKÁN et al. 1995; BALLA et al. 1998).

A Mórággyi-rög déli határa tekintetében ugyancsak eltérőek az álláspontok. FÜLÖP, DANK (1987) térképe a Mórággyi Komplexum és a triász képződmények között üledékes kontaktust jelöl, míg BARABÁS, BARABÁSNÉ STUHL (1998) szerint a kontaktus tektonikus, mégpedig balos eltolódású.

A Mecseki- és a Villányi-zóna határa egyértelműen nem vonható meg a Mórággyi-rögtől délre eső területen. Sok oka közül az egyik legfontosabb, hogy a Máriakéménd-bári

vonulat tanúsága szerint a mezozoos rétegsor átmeneti jellegű, továbbá, hogy a szerkezeti elemek sincsenek kellő megbízhatósággal dokumentálva. Ez utóbbi tényezővel függ össze, hogy a Mórágai-rögöt délről határoló Ellendi-medence aljzatáról meglehetősen szegényesek az ismereteink, triáznál idősebb képződmény nem is lett feltárva. A két szerkezeti zóna határának megvonását még a szubhercini (pregosai) fázis során lezajlott jelentős térrövidülés sem segítette számottevően elő.

Az alsó-paleozoos képződmények a Tisza-egység területén a variszkuszi szerkezetalakulás során a kistekvőtől a közepes fokúig (fillittől az amfibolit fáciesig) terjedő metamorfózist szenvedtek (SZEDERKÉNYI 1998). Ezen az intervallumon belül az utóbbiak vannak túlsúlyban, köszönhetően a molasszképződés idején bekövetkezett tömeges mértékű lepusztulásnak. Kivételes esetben takarófoszlányként nagyon kistekvőt (pl. Szalatnaki Agyagpala) és nagyfokú (pl. Göröcsönyi Eklogit) metamorfitek is előfordulnak. Ez utóbbiakat BALLA (1981) kaledóniai eredetűnek ítélte.

A variszkuszi szerkezetalakulás egymástól valószínűleg jól elkülönülő karbon és permii üledékciklusának anyaga, a törmelék mérete és az akkumulációs területek eloszlása alapján arra a következtetésre kell jutnunk, hogy mindkét ciklus idején tekintélyes mérvű és meglehetősen általános lehetett a lepusztulás, vagyis a lepusztulási termék eleinte a Tiszai-egység területén kívül halmozódott fel. A lepusztulás későbbi szakaszában a Tiszai-egységen belül nagyon egyenlőtlen eloszlásban, hegyközi medencékben folyt a több ezer m vastagságot is elérő üledéksor felhalmozódása. Ilyen medencét ismerünk a Nyugati-Mecsekben és annak nyugati előterében.

A kora-triász folyamán a terület többé-kevésbé kiegyenlítetté erodálódott, illetve a mélyedések feltöltődtek. A középső-triász elején bekövetkezett transzgresszió eredményeként a továbbra is egyenlőtlen mértékben süllyedő aljzaton rámpa, majd területről területre változóan karbonátplatform, lejtő és medence fáciesű karbonátos képződmények rakódtak le. A továbbra is nyugtalan aljzaton a késő-triász idején folyóvízi környezetben törmelékes képződmények halmozódtak fel, de az akkumuláció dél felé növekvő mértékű erózióval váltakozott. Feltűnő jelenség, hogy az aljzattérképen az Alföld területén — ezen belül is különösen a Mecseki-zónában — a triász (és a jura) képződmények sávja keleti irányban egyre keskenyebb övre szűkül össze a kristályos és a kréta képződmények sávja között. A Máriakémond-bári vonulatban a csökkent vastagságú permii rétegek fedőjében az alsó-triász mellett a középső-triásznak csak a legalja őrződött meg.

A jura képződmények a Mecseki-zónán belül a középső-jura tetejéig a gresteni és a foltosmárga fáciesben fejlődtek ki. A fácies többé-kevésbé azonos volta mellett az egyes képződmények, de a teljes rétegsor vastagsága is szélsőségesen változó, esetenként nagyságrendi különbség is mutatkozik. A folyóvízből tengeribe átmenő mecseki-zónabeli rétegsor maximumát — fokozatos mélyülés mellett — a Tiszai-egységnek az Európai-lemezről történő leválása idején érte el. Az alföldi rétegsorok alapján ezen belül egy északi irányú

kimélyülés rajzolódik ki (észak felé növekvő kovartartalommal, ennek megfelelően déli irányú karbonáttartalom növekedéssel). A folyamatos mecseki rétegsorral szemben a Villányi-zóna hézagos kifejlődésű, egyúttal összességében tengeralatti hátsági jellegű, ahol a jura időszak végére sekélytengeri karbonátplatform is kifejlődött. A Mecsektől délkeletre eső területen (a Máriakémond-bári vonulatban) a jura üledékképződés csak a középső-jurában kezdődött.

A Mecseki-zónában az alsó-kréta sorozatot bazaltváltozatok képviselik, amelyek tengeralatti riftesedés termékei. A mélytengeri és egyúttal atoll jellegű vulkáni-üledékes rétegsort a késő-kréta elejei, takaróképződéssel kísért kiemelkedést és lepusztulást követően legkésőbb a késő-krétában újabb üledékciklus váltotta fel. Az üledékgyűjtő Szolnoktól keletre flisvályúvá alakult, amelyen belül az oligocénig tartó hézagos rétegsor halmozódott fel. A Duna-Tisza közti fúrások alapján nem lehet kétségünk abban, hogy felső-kréta üledékek a Mecsek hegységet és környezetét is lefedték. A Szigetvár térségéből ismert szárazföldi (folyóvízi?) paleogén alapján feltételezhetjük, hogy az általános lepusztulás mellett helyenként és időnként általánosabb elterjedtségű felhalmozódásra is sor kerülhetett. A Villányi-zónában a kréta elején rövid idejű szárazulattá válásnak köszönhetően bauxitfelhalmozódás történt a mecseki-zónabeli bazaltvulkanizmus ide is elérő hatásai következtében. A továbbiakban egy kiterjedt karbonátplatform létezett az albai korszakig, amelyet a kialakult flexurális medencében hemipelágikus márga, majd flis jellegű üledék követett. A felső-kréta itt önálló üledékciklust alkot, amelynek megőrződött üledékei csak a Duna-Tisza között és a Tiszántúlon vannak. Ez a mecsekinél karbonátosabb (nyugati rész) és kevésbé markáns flis jellegek hordozója a keleti részen. A zóna hazai részén paleogén üledékek nem kerültek elő.

A süllyedéstörténeti görbe létrehozása

A süllyedéstörténeti görbét a GRADSTEIN, SRIVASTAVA (1980) által alkalmazott módszer szerint készítettem, ahol a vízszintes tengelyen a földtani idő (geokronológiai egységek) és a radiometrikus kor szerepel a karbon időszaktól napjainkig, míg a függőleges tengely mentén a mélységviszonyok (képződményvastagság és tengermélység) találhatóak. Az elemzés során eltekintettem a növekvő rétegterhelés hatásának tükröztetésétől, egyúttal a valóságos maximális mélységviszonyok felderítésére hivatott, MAYER (1987) által alkalmazott kompaktió számításoktól is. A 2. és 3. ábrán látható görbék tehát megegyeznek a VAN HINTE (1978) által uRs-sel jelölt, kompaktió-korrektúra nélküli görbével. Ennek hiányában ugyan nem állapítható meg az egyes képződmények eredeti (üledékképződés-kori) vastagsága, s ez által a vonatkozó képződmény vagy felület így kirajzolódó legnagyobb mélysége is valamelyest elmarad a valóságos mélység mögött. Miután azonban a felhasználott „vastagságadatok” gyakran csak becsült értékek, így azok hibahatára kisebb, mint az előbb említett adaté, ezért szükségtelennek találtam a dekompaktió számítások

elvégzését. KEEN (1979) szerint egyébként a korrekciónak csak akkor van jelentősége, ha a szelvény jelentősebb vastagságú mudstone jellegű szakaszt tartalmaz. A fentiekben túlmenően az értékelés során igyekeztem figyelembe venni az euszatikus tengerszintváltozásokat és a jól ismert tektonikai események idejét is.

A süllyedési görbék

A korábbiakban jelzettekkel összhangban a radioaktív hulladék-elhelyezés lehetőségének vizsgálatára indított kutatási területen belül két részterületre készítettem egy-egy önálló diagramot. Az egyik terület a Mórágvi-rög kristályos képződményeinek (Mórágvi Gránit és Ófalui Formáció) felszíni és felszín közeli előfordulásait felölelő területet, a másik a kutatási területnek a Zsibrik településsel jelzett északnyugati szögletét képviseli, amelyet a felszínen és a felszín közelében jura képződmények jellemeznek. Eredeti elgondolással szemben az értékelés csak az alpi szerkezeti rendszerbe tartozó képződmények süllyedési (betemetődési) viszonyainak alakulására terjed ki, amelybe beletartozónak tekintetem a permii molasz rétegsort is.

A Mórágvi-rög süllyedéstörténete

Karbon üledékeket a Mórágvi-rög szűkebb környezetében nem ismerünk. A fúrások biztosan ide tartozó üledéket legközelebb a Villányi-hegység nyugati felének előterében és attól északnyugatra tártak fel. Paleontológiai adatok hiányában csak valószínűsíthetjük a karbon üledékeket Nagykőrös térségében, aminek alapján azt kell feltételeznünk, hogy az orogén fázis eredményeként a késő-karbon idején gyors és nagymérvű térszínemelkedés és az ezzel járó intenzív lepusztulás zajlott a Tiszai-egység túlnyomó részén. A permii képződményeknek kristályos aljzatra történt települése alapján (a Nyugati-Mecsek nagyobbik részén, Nagykozár Nk-2, Máriakémeánd Mk-3, Somberek Smb-1 fúrás stb.) bizonyítottan vehetjük, hogy a késő-karbon korban a területnek nagyobbik része végig lepusztulási térszín maradt. Üledékfelhalmozódásra csak a hegyközi medencékben került sor. A karbon időszak végi – perm elejei megismételt orogén fázis a karbon időszerű eseményekkel nagymértékkel egyező eredménnyel járt. A Mecseki- és a Villányi-zónát tekintve a kezdeti általános lepusztulást követően a nyugati területek akkumulációs térszínre váltak. A felhalmozódás lassan kelet felé terjeszkedett, amit az Mk-3 fúrás 1068 m és az Smb-1 fúrás 487 m vastag permii rétegsora egyértelműen igazol, különösen, ha figyelembe vesszük, hogy az utóbbi fúrásból hiányzik a perm legalsó képződménye, a Korpádi Homokkő, valamint a perm legfelső képződménye, a Kővágószőlősi Homokkő is. Hasonló jelzése van az innen már fáciesok miatt kimaradó Bodai Aleurolitnak is. BARABÁS, BARABÁSNÉ (1998) szerint az Smb-1 fúrásban a Jakabhegyi Homokkő is jelentősebb üledékhézaggal települ. A Mecseki-zónának az alföldi részén egyáltalán nem fordul

elő permii képződmény, míg a Villányi-zónában Kiskunmajsa térségében 3 fúrás ütötte meg a Gyűrűfői Riolitot, üledékes képződmény azonban innen sem ismert (MAJOROS 1998). Mindebből adódik, hogy a két zónának az alföldi része a perm időszakban lényegében végig az erózióbázis szintje fölötti helyzetben volt.

A Mórágvi-rög területe jelenleg részben felszínen van, részben vékony neogén–negyedidőszaki képződmény fedé. A rög szerkezeti helyzete jelenleg nem teljesen tisztázott. NyDNY-i irányú ék alakja azt a benyomást kelti, hogy az ettől DK-re és ÉNy-ra eső területek északkeleti irányban tolódtak el mellette, vagyis ÉNy-ról jobbos, DK-ről balos törés határolja. Ennek megfelelően itt a Somberekinél is kisebb vastagságú permii rétegsorral (kb. 300 m) kalkuláltam (2. ábra). TÖRÖK (1998) anélkül, hogy megnevezné a forrást, a Mórágvi-rög területére 130–200 m vastag Jakabhegyi Homokkővet említett. Ennél fiatalabb triász képződményről ugyan ő sem szól, mindazonáltal nincs okom feltételezni, hogy a terület a triász időszak során ne vált volna felhalmozódási térszínre. Erre utal az a körülmény is, hogy a területtől délre eső Smb-1, Mk-3 fúrásokban Jakabhegyi Homokkő, sőt az utóbbiban Patacsi Aleurolit is előfordul a középső-jura képződmények fekvésében (TÖRÖK 1998). Hasonló jelentőségű, hogy a Zsibriki-blokk liász rétegsorában alig koptatott dolomit anyagú törmelék jelenik meg rétegszerű lencsék formájában, ami igen rövid távú szállításra utal. Az említett szerkezeti bizonytalanság miatt az nem állítható, hogy az anyag forrása az előfordulástól délkeletre eső jelenlegi terület lett volna, de miután a többi jura formációban is megjelennek triász és jura időszerű, sőt metamorf képződmények is a jura képződmények jelenlegi déli pereme közelében (NÉMEDI VARGA 1988), a forrást nem tekinthetjük pontszerűnek. A területet tehát hosszabb távon is relatíve kiemeltnek lehet tekinteni, ezért a triász rétegsort az átlagosnál szerényebb, összességében mintegy 700 m vastagságúnak becsülöm (2. ábra). Ezen belül a kisebb akkomodációs ráta nyilván a késő-triászra tehető.

A Mórágvi-rög területén jura rendszerbeli képződményekről nincsenek közvetlen adataink, de a fentiekben elmondottak alapján a területet a jura időszakban is relatíve kiemelt helyzetűnek kell ítélni, ahol legalább epizodikus üledékképződés zajlott még a liász folyamán is. NÉMEDI VARGA (1988) a Mecseki-zónán belül az alábbi jura formációkból említett változatos törmelék: Hosszúhetényi Mész márga (felső-triász kőszénkavics, alsó-liász meszes aleurolit, középső-liász foltos márga), Mecseknádasdi Homokkő (triász és liász közettörmelék Apátvarasd környékén, amikor is a Máriakémeánd-bári vonulatban szárazulati lepusztulás zajlott), Pusztakisfalui Mész kő (kvarcit és kristályospala kavics). Ez utóbbi a jura tengernek már az egyértelműen kimélyülő kora-dogger szakaszában képződött. Ennél fiatalabb képződményben átülepített kőzettörmeléknek már nincs nyoma. Ennek megfelelően a középső-jura idején jelentős kimélyülés mutatkozik a görbén is. A süllyedés tehát nem elsősorban a képződményvastagság növekedésének, sokkal inkább a tenger mélyülésének következménye. A tenger mélysége ekkor már meghaladhat

ta az 500 m-t is, miközben az üledékciklus bázisa 2000 m közelébe került. A késő-jura végén a süllyedés többé-kevésbé összhangba került az akkumulációval, ami a középső-kréta végén megbomlott.

A mecseki és villányi analógiák alapján a pregosai kompressziós szerkezeti mozgások hatására ekkor gyors és nagymérvű kiemelkedésre került sor, amelynek eredményeként az eddig felhalmozódott képződmények nagyobbik hányada lepusztult. A késő-kréta folyamán a Mecseki- és a Villányi-zónában zajló transzgresszióknak megfelelően, a Mórággyi-rög területét is elborította egy rövid időre a tenger. A Szolnoki-flisvályúban megismert események birtokában nem zárható ki, hogy alkalmanként a paleogénben is folyt a területen üledékképződés, mégpedig akár tengeri is. Ugyanakkor nyilvánvaló, hogy a paleogén idején is alapvetően kiemelkedés és lepusztulás zajlott a területen. Ekkor tűnt el nemcsak a felső-kréta és paleogén üledékciklus terméke, hanem az előző lepusztulási időszakban megmaradt perm és triász rétegsor is. A neogén folyamán csak jelentéktelen mérvű tengeri és tavi üledék halmozódott fel a területen, annak is inkább a peremi részein. A pleisztocén is inkább a lepusztulás, mint a felhalmozódás időszaka lehetett, bár ezeknek már nincs jelentőségük a süllyedési görbe alakításában.

A zsbriki terület süllyedéstörténete

A Mórággyi-rög fejlődéstörténetének ismertetése során leírtakkal, vagyis azzal a ténnyel összhangban, hogy a zsbriki rész a mórággyinál nyugatabbi eredetű, továbbá, hogy ez a terület a kutatási terület északnyugati sarkában helyezkedik el, ily módon közelebb esik a perm depocentrumhoz, ezért a perm rétegsort, amelyről itt sincs konkrét adatunk, az előbbinél vastagabbnak, kb. 700 m-nek valószínűsítem (3. ábra). Ugyanakkor a nyugatabbi eredet ellenére karbon képződményeket a perm fekéjében itt sem valószínűsítek. A triász képződmények vastagsága és képződési mélysége tekintetében sem sorozatonként, sem összességében nem látok a két terület között lényeges különbséget, ezért süllyedésgörbéjük lefutását is azonosnak vettem. Más a helyzet a jura tekintetében. A zsbriki területnek nyugatabbi és egyúttal északabbli származásából adódóan a liász, de a dogger rétegsor is jelentősen vastagabb, egyúttal a fedőjében levő vízoszlop vastagsága is rohamosan növekszik, vagyis a terület a rohamosan süllyedő terület része, ahol a süllyedési rátával nem tudott lépést tartani az üledékképződés, amely a felét sem éri el a süllyedési rátának. A malm folyamán még valamelyest meghaladja a süllyedési sebesség az üledékfelhalmozódást, ezért valamelyest még tovább mélyül a medence. A kora-kréta elején megáll a süllyedés, ezért a mecseki típusú (folytonosan pusztuló és épülő) atollok létrejöttével — az üledékfelhalmozódás mértékének megfelelően — az atollok közti

medence aljzatmélysége csökken. Ezeknek a viszonyoknak az állandósulása valószínűsíthető a középső-krétára is.

A pregosai (szubhercini) orogén mozgások hatására kb. 1500 m-es aljzatemelkedés játszódott le, ami 500-700 m vastag üledék lepusztulásával járt együtt. A késő-krétában ismét elborította a területet a tenger, amelynek a vízmélysége alig haladhatta meg a 200 m-t. A paleocén elején újabb, ezúttal minden bizonnyal nagyon egyenlőtlen mértékű kiemelkedés zajlott le, amely a tárgyalt területen elérhette a 2000 m-t is, és ez legalább 1500 m üledék lepusztulását eredményezhette. Nem zárható ki, hogy a paleogén idején a hegyközi medencékben alkalmanként jelentősebb szárazföldi-folyóvízi üledékfelhalmozódás is történt, de ezek megőrződésének esélye nagyon kicsi. A miocén elején még folytatódott a dominánsan lepusztulással járó eseménysor, de a középső- és főként a késő-miocén folyamán lassan ismét elborította a tenger, amelynek vize fokozatosan tavivá édesedett. A pliocén idején a Pannon-medence részeként ez a medencerész is teljesen feltöltődött. Megjegyzem, hogy a miocén és pliocén képződmények vastagsága a kutatási területtől északra erőteljes vastagodási tendenciát mutat (Hidas Hi-53 fúrás). A pleisztocénben szárazföldi üledékképződés és lepusztulás váltogatta egymást, talán az előbbi túlsúlyával.

Összefoglaló értékelés

A kutatási terület két, valószínűleg horizontális mozgással egymás mellé került szerkezeti egységre tagolódik. A kutatási terület nagyobbik részét a Mórággyi-rög foglalja el, amelyhez északnyugatról csatlakozik az itt „Zsbriki-blokk”-nak elkeresztelt terület. Az előbbi területen a felszínen uralkodóan negyedidőszaki, kivételesen vékony felső-miocén–pliocén képződményekkel fedetten található a Mórággyi Gránit, és a blokk északnyugati szegélyén az Ófalui Formáció. A Zsbriki-blokk felépítésére vonatkozó ismeretek hiányosak, ezért több esetben analógiákra hagykoztam a fejlődéstörténeti–süllyedéstörténeti rekonstrukció során. A két terület süllyedéstörténete alapvonásaiban természetesen megegyezik. A délebbi helyzetű (egyúttal keletebbi eredetű) területen azonban nagyobb mérvű az üledékhiány a perm és a mezozoikum során, de a legnagyobb különbség a terület általában magasabb, hátsági jellegéből adódik. Amíg tehát a kristályos képződmények felszíne a zsbriki területen a felszíntől számított 4000 m-t is meghaladta a késő-jura–kora-kréta idején, addig a Mórággyi-rög felszíne csak kevéssel sülledehetett a 2000 m-es mélység alá. Feltételezve, hogy a paleogén idején ez a terület is ugyanolyan mérvű kiemelkedést ért el, mint a zsbriki terület, a gránitból akár 1000 m is lepusztulhatott, vagyis a kristályos képződmények jelenlegi felszíne a süllyedés során elérhette a 3500-es mélységet is.