

Relationes Annue Instituti Geologici Publici Hungarici

A Magyar Állami Földtani Intézet

Évi Jelentése

2002

Annual Report

of the Geological Institute of Hungary



Budapest, 2004

© Copyright Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary), 2004
Minden jog fenntartva! All rights reserved!

Lektorok — Reviewers:

CHIKÁN GÉZA, CSÁSZÁR GÉZA, CSILLAG GÁBOR, CSILLAG JÁNOS, CSONTOS LÁSZLÓ,
FARKAS BALÁZS, GYALOG LÁSZLÓ, GYARMATI PÁL, HAAS JÁNOS, HORVÁTH ISTVÁN, JÁMBOR ÁRON,
KAISER MIKLÓS, KARÁTSZON DÁVID, KECSKEMÉTI TIBOR, LESS GYÖRGY, MAROS GYULA,
SÍKHEGYI FERENC, THAMÓNÉ BOZSÓ EDIT

Sorozatszerkesztő — Serial editor:

BALLA ZOLTÁN

Szakszerkesztő — Scientific editor:

PIROS OLGA

Műszaki szerkesztő — Technical editor:

SIMONYI DEZSŐ

Számítógépes nyomdai előkészítés — DTP:

PIROS OLGA, SIMONYI DEZSŐ, TIEFENBACHER ILDIKÓ

Borítóterv — Cover design:

SIMONYI DEZSŐ



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

Felelős kiadó — Responsible editor:

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY

Igazgató — Director

HU ISSN 0368-9751

Tartalom — Contents

Működési jelentés — Activity Report

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2002. évi tevékenységéről . . .	7
Száz éve született Tasnádi Kubacska András:	
KÁKAY-SZABÓ ORSOLYA: A XX. század nagy magyar természettudósa, Tasnádi Kubacska András, a természettudományi muzeológia és ismeretterjesztés vezéralakja 100 esztendeje született. — A great Hungarian scientist of the 20th century András Tasnádi Kubacska a leading personality of scientific museology and popularization was born 100 years ago	29
BREZSNYÁNSZKY KÁROLY: Tasnádi Kubacska András, az ismeretterjesztő	39
KECSKEMÉTI TIBOR: Tudomány és művészet — tudós és életművész	42

Szakcikkek — Scientific publications

TULLNER TIBOR, CSERNY TIBOR: A Balaton földtudományi adatbázisa. — Geoscientific Database of Lake Balaton	47
BARTHA ANDRÁS, BALLÓK ISTVÁNNÉ, GEOFF TYLER: Hígany, hidridképző és hagyományos porlasztással mérhető elemek egyidejű meghatározása CMA-ICP-AES módszerrel. — Determination of mercury, hydride forming and normal elements in the same analytical run using concomitant metals analyser (CMA)-ICP-AES method . . .	55
BERTALAN ÉVA, BARTHA ANDRÁS, RIITTA JUVONEN, LEENA SOIKKELI, FÖLDESSY JÁNOS, SZEBÉNYI GÉZA: Nemesfémek meghatározása recski ércmintákból: savas kioldás és tűzi módszerek hatékonyságának vizsgálata. — Determination of precious metals in ore samples from Recsk: study on efficiency of acidic leaching and fire assay methods	69
ZENTAY TIBOR, KUTI LÁSZLÓ, VERMES JÁNOS, KALMÁR JÁNOS: Futóhomok-fáciesek a Duna–Tisza köze területén. — About the sand dune facieses in Danube–Tisza Interfluve	81
CSILLAG GÁBOR: Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. — Geomorphologic levels of the Kál Basin and its vicinity	95
MAGYARI ÁRPÁD, MUSITZ BALÁZS, CSONTOS LÁSZLÓ, BRIGITTE VAN VLIET-LAONE, UNGER ZOLTÁN: Késő-negyedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata Külső-Somogyban terepi mikro- és morfológiailag kombinált módszerekkel. — Late Quaternary neotectonic investigation in the Somogy Hills (SW Hungary) in combination with micro- and morphotectonical field approach	111
TÓTHNÉ MAKK ÁGNES, UNGER ZOLTÁN, NÁDOR ANNAMÁRIA: A csillagászati korbesorolás bevezetésének és alkalmazásának lehetőségei a Körös-medencei pleisztocén rétegsorban. — Possibilities of orbital tuning in the Pleistocene succession of Körös Basin: first approach	129
MÁTYÁS M. VREMIR: Fossil turtle found in Romania — overview. — A romániai fosszilis-teknős leletek áttekintése	143
FODOR LÁSZLÓ, BÍRÓ ISTVÁN: Sziklás eocén tengerpart a kréta korú Vértessomlói-rátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértes). — Abrasional Eocene rocky shore along the Cretaceous Vértessomlói Thrust (Szarvas-kút, Vértes Hills, Hungary)	153

KERCSMÁR ZSOLT: A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani jelentősége. — Structural analysis of red calcite veins on Keselő Hill, Tatabánya Basin.	163
RÁLISCHNÉ FELGENHAUER ERZSÉBET: A Közép-dunántúli szerkezeti egység formációi. — Formations of the Mid Transdanubian Zone	175
BUDAI TAMÁS: Középső-triász medencefáciesek és vulkanitok a Zsámbéki-medencében. — Middle Triassic basin facies and volcanites in the Zsámbék Basin, Transdanubian Range, Hungary	189
GYALOG LÁSZLÓ, BUDAI TAMÁS (szerk.): Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztatigráfiai tagolására.— Proposal for new lithostratigraphic units of Hungary	195
KÁROLY NÉMETH, CHRISTOPH BREITKREUZ, HANS WILKE: Volcano-sedimentary successions within an intra-arc related Jurassic Large Igneous Province (LIP): La Negra Formation, Northern Chile (A preliminary scientific report on the Br 997/22-1 DFG Pilot Project) — Jura vulkáni ív közötti vulkáni törmelékes üledékes sorozat a La NegraFormáció nagy magmás provinciájából, Észak-Chiléből (előzetes beszámoló a DFG BR 997/22–1 projekt eredményeiből)	237
MARIA MANGE-RAJETZKY: Heavy minerals revisited — a brief review. — A nehézásványok — rövid áttekintés.	257
GYURICZA GYÖRGY: A környezetföldtani térkép szerkesztésének módszertani kérdései az Aggtelek–rudabányai mintaterület példáján. — Methods of the environmental map editon in the case of the northern part of the Aggtelek–Rudabánya region	271
FODOR LÁSZLÓ, CSILLAG GÁBOR, PEREGI ZSOLT: A kápolnapusztai késő-neogén-negyed-időszaki(?) pull-apart súlylyedék rekonstruálása komplex eredetű lepusztulási felszínek alapján. — Reconstruction of the late Neogene-Quaternary(?) Kápolnapuszt Pull-apart Depression using denudation surfaces of complex origin	283

Működési jelentés — Activity Report

Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2002. évi tevékenységéről

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY
igazgató

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143. Stefánia út 14.

Előszó

Az Intézet 2002. évi kutatási feladatait a Földtani Tanács által jóváhagyott „GEO XXI, a Magyar Geológiai Szolgálat és a keretében működő Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet földtani, földtani kutatási feladatai a XXI. század kezdetén” koncepcióból és ennek alapján kidolgozott, 2001–2003 évekre szóló középtávú tervünkből vezettük le. Működésünket továbbra is meghatározza a nemzeti kutatóintézeti jelleg megőrzése, és a nemzetgazdasági igények kielégítése.

Jelen beszámoló az állami költségvetés által finanszírozott kutatási, közszolgálati és az intézmény fenntartásával kapcsolatos irányítási, külkapcsolati feladataink teljesítéséről szól. A beszámoló érinti a kutatási feladatok megoldásához szükséges tudományos pályázatokat és a működéshez szükséges, alaptevékenység keretében végzett szolgáltatásokat, szolgáltatási célú kutatásokat.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2002-ben, fennállásának 133. évében teljesítette az éves tervében foglalt kutatási feladatait. Év közben néhány ponton főigazgatói jóváhagyással tervmódosítást kezdeményeztünk és hajtottunk végre, amit elsősorban a Bátaapáti telephely kutatásának volumene indokolt.

Az előző évben bevezetett intézeti szervezeti felépítés beváltotta a hozzá fűzött reményeket mind a költségvetési, mind a szerződéses, pályázati, szolgáltatási feladatok megoldása zökkenőmentes volt. (1. ábra: szervezeti felépítés).

A körütekintő gazdálkodásnak köszönhetően az Intézet pénzügyi egyensúlyát sikerült megőrizni, kiadásaink a bevétel szintje alatt maradtak, nincsenek köztartozásaink, az évet pozitív gazdasági mérleggel zártuk. Intézetünk rendkívül kedvezőtlen előirányzat-struktúrájá-

nak megváltoztatására tett kezdeményezéseink továbbra sem jártak sikerrel. Költségvetésünk személyi előirányzata 2002-ben sem fedezte a szükséges minimumot. A bérszínvonal jelentős mértékben nőtt a közalkalmazotti bérrendezés következtében. A költségvetési feladatok teljesítésének feltételrendszerét is részben a külső szerződéses bevételekből teremtettük meg. Legjelentősebb szerződéses partnereink az elmúlt évben is a Radioaktív Hulladékokat Kezelő KhT., a Környezetvédelmi Minisztérium és a MOL Rt. voltak.

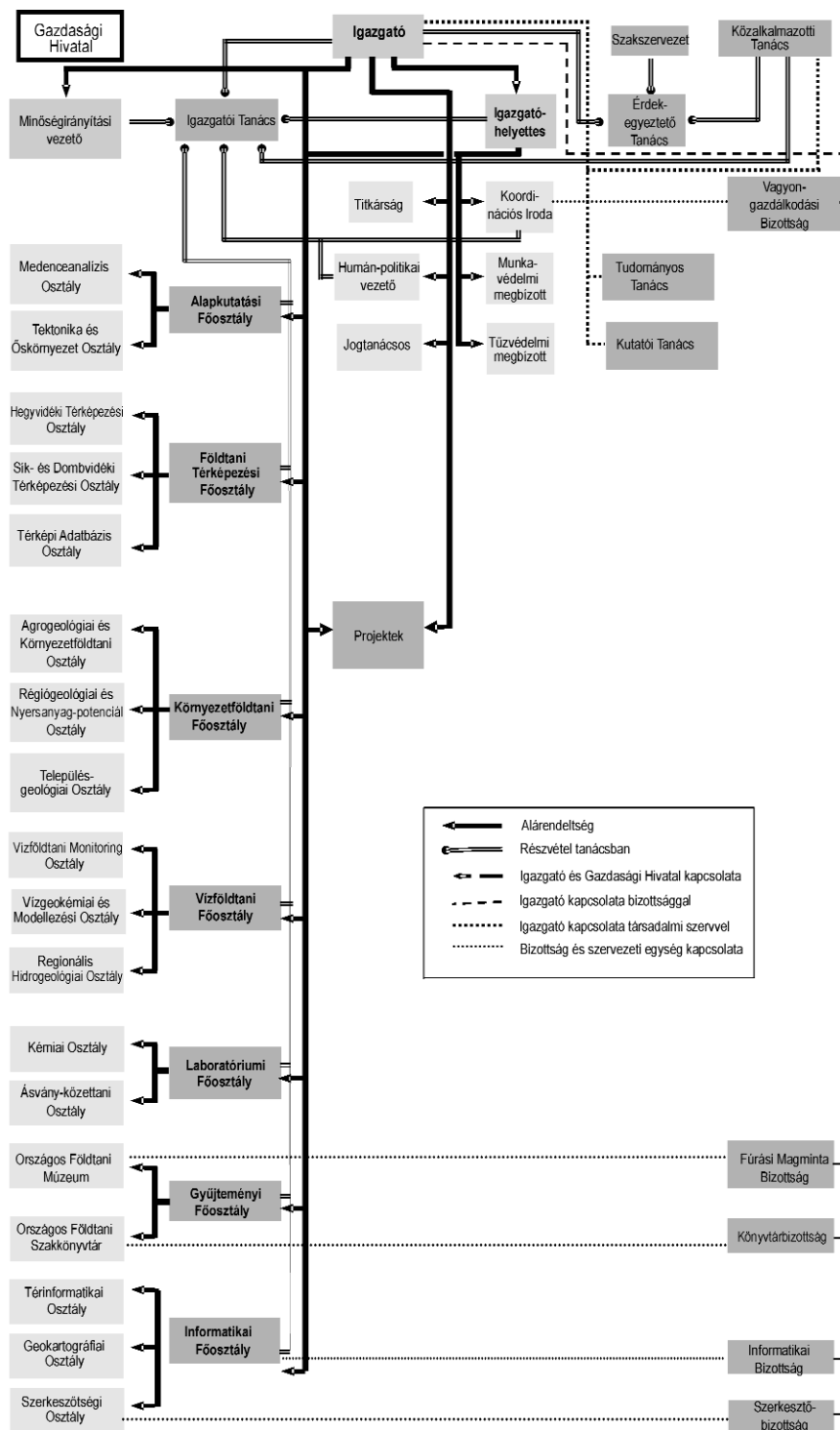
Az Intézet számtalan tevékenységéből összeálló működése folyamatos és mind szakmai, mind gazdasági téren jelentős volt. Az ISO 9001:1994 nemzetközi szabvány szerinti minősítést megerősítette az év során lefolytatott sikeres felülvizsgálat.

Intézetünket 2002. január 1-jei hatállyal felvették az EuroGeoSurveys társult tagjai sorába, szeptembertől pedig teljes jogú a tagsági viszonyunk.

Kutatási feladatok

Alapkutatás

Az alapkutatás programjának legfontosabb pontja Magyarország földtani térmodelljének megalkotásához történő hozzájárulás. Ezt a célt szolgálja a Körös-medence és a Duna–Tisza köze késő-neogén üledékeinek komplex szedimentológiai, szekvencia- és ciklussztratigráfiai, öskörnyezeti vizsgálata. Új, tudományos eredmények születtek a Körösök vízgyűjtő területének vízhálózat-fejlődés vizsgálata és ennek tektonikai összefüggései terén. A tektonikai, neotektonikai kutatások közül a Mórági Gránit részletes szerkezetföldtani vizsgálata emelendő ki.



1. ábra. A Magyar Állami Földtani Intézet szervezeti felépítése

Medenceanalízis

A medenceanalízis — integrált kutatási módszereinek alkalmazásával — Magyarország medencekitöltő üledékeinek komplex vizsgálatát és földtani térmodellekben való megjelenítését végzi.

Ennek a kutatásnak a keretében 2002 során tovább folytatódott az Alföld késő-neogén képződményeinek szekvencia-sztratigráfiai vizsgálata. Elkészült a Duna–Tisza közén

három alapfűrés (Kas–2, Bá–1, J–1) szekvencia-sztratigráfiai tagolása, valamint az elkülönített szekvenciák kompozit szeizmikus szelvényháló mentén történő korrelációja. A Dunántúl késő-neogén képződményeinek szekvencia-sztratigráfiai vizsgálatához is megkezdődött a rendelkezésre álló szeizmikus és karotázs-szelvények, őslénytani és ásvány-kőzettani vizsgálatok eredményeinek összegzése.

A 2001-ben mélyített Tiszainoka T–1 jelű pleisztocén alapfűrés komplex szedimentológiai, őslénytani és palco-

klimatológiai feldolgozása keretében elkészült a fúrás terepi dokumentációja és részletes mintázása.

Tovább folytatódott a Körösök vízgyűjtő területén a késő-pleisztocén-holocén vízhálózat fejlődésének vizsgálata. Magasrepülésű légifelvételek és digitális terepmodellek elemzése alapján kb. 4000 km²-nyi területen sikerült azonosítani a jellegzetes alluviális morfológiai elemeket.

A negyedidőszaki paleoklíma kutatás keretében megkezdtük a magyarországi krioturbációs jelenségek kritikai vizsgálatát.

Az alföldi medencék süllyedését előidéző fiatal tektonikai fázisok felszíni nyomait vizsgáltuk a medenceperemi területeken. ÉK-en az Érmellék vidékén, Ny-on a Külső-Somogy területén történtek neotektonikai mérések és elemzések, amelyek morfortektonikai megfigyelésekkel egészültek ki. A jelenleg is aktív feszültségtér ÉÉNy–DDK – ÉNy–DK-i kompresszióval jellemezhető.

Tektonika és öskörnyezet

A tektonikai és öskörnyezeti kutatások keretében 2002 során megkezdődtek Magyarország új szerkezetföldtani térképének előkészítő munkálatai. A feladat meghatározását követően megalakultak a különböző tematikus munkacsoportok. Elkészült a középső-miocénnél fiatalabb szerkezeti elemeket és egységeket ábrázoló térképváltozat szerkezeti jelkulcsa, és megkezdődött a pannóniai és a negyedidőszaki képződmények talptérképének szerkesztése.

Az Üveghuta-Bátaapáti térségében megvalósuló radioaktív telephely kutatásához kapcsolódtak a Mórággyi Gránit tektonikai vizsgálatai. A terepi munka keretében történt meg az Üh-25, Üh-26, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-30, Üh-31A-C, Mo-7A-D fúrások maganyagának tektonikai dokumentációja és szkennelése, valamint a felszíni feltárások tektonikai felvétele.

Műszer-, módszer- és szoftverfejlesztés keretében készült el a mobil lézerindukciós plazma spektrométer és a magszkennner összcépitett változata, amellyel megkezdődtek a kísérleti mérések.

A Bicskei-medence és a kapcsolódó területek több száz fúrasi rétegsorának újraértékelése alapján történt meg az egyes részmedencék cocén rétegsorának tagolása. A vizsgált fúrásokon keresztül szerkesztett szelvények a képződményeket ért töréseket kor szerinti bontásban tünteti fel.

Földtani térképezés

A tervezettnek megfelelő előrehaladás történt az alap-kutatási és a térképezési programok közös feladatát képező új országos térképek, a földtani és a szerkezetföldtani térképsorozat megszerkesztésében.

A térképezési program keretében készült el és jelent meg nyomtatásban a Bükk hegység 1:50 000-es földtani térképe, a magyarázó nyomtatásra történő előkészítése folyamatban van. Tovább folytatódott a Vértes és a Gerecse, és megkezdődött a Mezőföld földtani térképezése. Folytat-

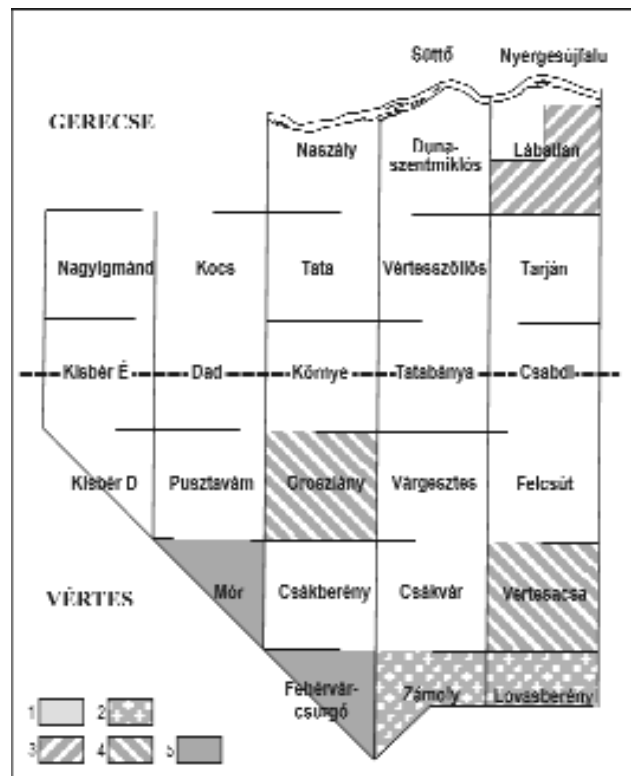
tuk a térképezési tevékenységhez kapcsolódó, egész kutatási tevékenységünket meghatározó térképi és fúrasi adatbázis építését, melyhez jelentős hozzájárulás volt a MOL Rt.-vel folytatott közös fejlesztési program megvalósítása. A Térképezési Főosztály munkatársai jelentős szerepet vállaltak a Bátaapáti telephely felszíni földtani kutatásában.

Hegyvidéki térképezés

A Vértes földtani térképezése során felvételre került a Zámoly és a Lovasberény jelű 25 000-es térképlap, valamint elkészült a Vértesacska jelű lap fedett változata. Megkezdődött a Tatabánya jelű, valamint a Gerecse területén a Lábatlan jelű 25 000-es térkép területének terepi reambulációja (2. ábra). Elkészült a Vértes-Gerecse tájegységi térképére eső fúrások átértékelése és adatbázisba történő rendezése, valamint a terület 1:100 000-es méretarányú földtani térképe fedetlen, prepannóniai és pretercier változatban.

A Bükk és előtereinek földtani térképezése keretében nyomtatásban megjelent a Bükk hegység 1:50 000-es tájegységi földtani térképe, valamint — egy tudományos ismeretterjesztő kiadvány mellékletként — a hegység 1:100 000-es földtani térképe. A hegység Ny-i előterében felvételre került az Eger-Ny jelű 25 000-es térképlap.

Megkezdődött a vulkanológiai térképezés előkészítése a Visegrádi-, a Tokaji- és a Keszthelyi-hegység területén. Tovább folytatódott a neogén vulkanizmus öskörnyezeti rekonstrukciója a Bakony, a Balaton-felvidék és a Kisalföld területén.



2. ábra. Vértes–Gerecse felvételi lapjai

Sík- és dombvidéki térképezés

A Mezőföld földtani térképezése a Dunaújváros jelű lap terepi felvételével kezdődött meg a korábban végzett földtani kutatások alapadatainak és eredményeinek kiértékelését követően.

A Mecsek tájegységi földtani térképének szerkesztése során digitalizálásra kerültek a terület mintegy 70%-át lefedő 1:10 000-es lapok.

Térképi adatbázis

2002-ben tovább folytatódott az Egységes Országos Földtani Térképrendszer (EOFT) munkálatai keretében Magyarország 1:100 000-es méretarányú fedett földtani térképsorozatának szerkesztése. Befejeződött a Dunántúl hegyvidéki lapjainak szerkesztése és kartografálása. A kvarter képződmények egységesítésével lezárult az Észak-magyarországi hegyvidéki lapok szerkesztése, valamint elkészült 6 db lap kartografálása. A Kisalföld térképlapjain lezárult a földtani képződmények vonalművének a DAT-50/c topográfiahoz történő illesztése.

Megkezdődött Magyarország 1:250 000-es méretarányú fedett földtani térképének szerkesztése az Alföld északi peremén, az Északi-középhegységben, a Balaton-felvidéken, a Déli-Bakonyban és a Budai-hegységben.

Folytatódott a hegyvidéki felvételi területek térkép-anyagának 1:10 000-es és 1:25 000-es digitális archiválása a Vértes és a Gerecse térképezéséhez kapcsolódva.

Tovább javítottuk és karbantartottuk az ország egységes földtani jelkulcsát. Tovább bővült a Dunántúl északi részének feldolgozása nyomán az átértékelt digitális fúrási adatbázis.

Ásványinyersanyag-kutatás

Az ásványinyersanyag-kutatási program célkitűzéseit a régiókutatás feladataihoz kapcsolódóan valósítjuk meg, erre ad reális lehetőséget Intézetünk létszáma és költségvetése. Az elmúlt év tevékenységének súlypontja az Észak-magyarországi Régió volt, ahol elkészült a régió nemfemes ásványinyersanyag potenciáljának felmérése.

Alkalmazott földtani kutatás

Az alkalmazott földtani kutatási program keretében kiemelendő, hogy környezetföldtani, agrogeológiai térképváltozatok készültek a Győr-Észak jelű lapon a lezárult kisalföldi térképezéshez kapcsolódóan. A hagyományos alföldi környezetföldtani-agrogeológiai mintaterületi kutatások folytatódtak Észak-Magyarország területén. Megkezdődött a Mezőföld fúrásos feltárása. Kidolgozott középtávú tervnek megfelelően folyik az ország környezetföldtani információs rendszerének fejlesztése, a megyei környezetföldtani térképsorozatok készítése Észak-Magyarország és Észak-Dunántúl területén.

Agrogeológiai, környezetföldtani és földtani természetvédelmi kutatás

2002 során elkészült a Győr-Észak (L-33-12) jelű 1:100 000-es térképlap agrogeológiai és környezetföldtani változatainak digitális szerkesztése.

Az Észak-magyarországi környezetföldtani térképek közül kéziratban készült el a Gönc (L-34-127) és a Sátoraljaújhely (L-34-128) 1:100 000-es lapok litológiai változata. Ugyancsak elkészültek a Duna-Tisza köze déli részén a felszíni képződmények áteresztőképességét ábrázoló térképek.

A Mezőföld földtani térképezéséhez kapcsolódva megkezdődött a terület fúrásos kutatása.

Az agrogeológiai mintaterületi kutatások keretében elkészült a Bugaci mintaterület talajvizének kémiai, összes oldott anyag tartalmát, keménységét, mész-, kálium- és nitrát-tartalmát ábrázoló térkép. Befejeződött az apajpusztai mintaterület agrogeológiai és talajtani elemzése, valamint a feltételezett talajvízszint-változások várható következményeinek értékelése. Tovább folytatódott a Gyula-varsándi mintaterület agrogeológiai feltárásának előkészítése, és megkezdődött a zalakopányi mintaterület agrogeológiai értékelése.

A földtani természetvédelmi kutatások keretében folytattuk a földtani alapszelvények részletes kutatását, 78 db jura, 55 db kréta, 22 db oligocén, 66 db pannóniai szelvény adatainak rendszerezésével és regisztrálásával.

A magyarországi régiók földtani kutatása

A régiókutatás középtávú (2002–2006) tervében foglaltak szerint 2002 során megkezdődött a formációk közzétani, mérnökgeológiai és nyersanyag-potenciál értékelését tartalmazó adatbázisok kialakítása (3. ábra). Ezzel párhuzamosan megkezdődött a karsztos képződményeket, a talajvíz mélységét, a környezetföldtani állapotot és a nyersanyagokat ábrázoló 1:100 000 térképek szerkesztését előkészítő adatgyűjtés.

Középhegységeink fedetlen karsztrendszerének értékelése keretében több mint 1300 barlang adatainak feldolgozása történt meg. Digitális alapon elkészült az Upponyi-hegység és a Bükk 1:100 000-es méretarányú barlangkataszteri térképe.

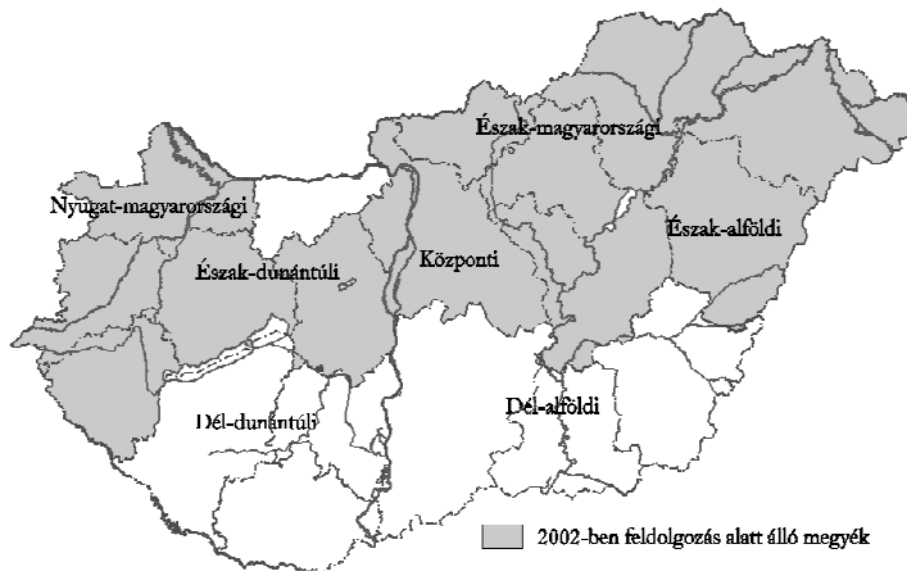
Tovább folytatódott az adattári, nyomtatott és digitális adatok összegyűjtése és különböző tematikájú 1:100 000-es térképek szerkesztése az Észak-dunántúli, Nyugat-magyarországi és Észak-alföldi régió területén.

2002 során a következő változatok szerkesztése és digitális feldolgozása készült el az országos 1:500 000 nyomtatási méretarányú földtani térképek közül:

— Magyarország nemzeti parkjai és természetvédelmi területei (KTM);

— Kainozoos képződmények alulnézeti földtani térképe (TANÁCS J. és RÁLISCH L.-NÉ szerk.);

— Magyarország szerkezetföldtani térképe (DANK V. és FÜLÖP J. szerk.);



3. ábra. A középtávú régiókutatás (2002–2006) keretében készülő adatbázisok

— Magyarország borvidékei és azok közzétípusai 1: 500 000-es térkép (RADÓCZ GY. szerk.).

Elkészült a Kisalföld 1:100 000-es földtani térképei közül a 701-es lap (Nagykanizsa–Zákány–Rédics) szerkesztése és digitális feldolgozása.

Településgeológiai kutatások

A Budapesti Agglomeráció 1:50 000-es méretarányú sorozatában elkészült a földtani, vízföldtani, területhasznosítási és szennyeződéssérkenységi térkép digitalizálása, valamint a sorozat jelkulesának összeállítása.

Budapest egyes kerületeinek Önkormányzatával is egyeztetett módszertani alapkoncepció alapján tovább folytatódik a részletes környezetföldtani–településgeológiai térképek szerkesztése. 2002 során elkészültek a város DK-i részét ábrázoló térképek (XVIII. kerület), míg a VII. kerületi mintaterületeken megkezdődött a talajvízmerési adatok, a talajvízvizsgálati anyagok begyűjtése és feldolgozása.

Tovább folytatódott a debreceni mintaterület környezetföldtani–településgeológiai térképezése a fűrészpont térképek begyűjtésével, az adatbázis építésével és a megkutatottsági térkép szerkesztésével.

Vízföldtan

Az ország felszín alatti vízkészleteinek számbavételét és a változások nyomon követését célozzák vízföldtani kutatásaink. A módszerek között egyre nagyobb szerepet kap a földtani–geofizikai–hidrológiai–hidrogeológiai adatok integrált értékelése, értelmezése. Ez alapvető követelménye az Európai Unió új szemléletű vízgazdálkodási politikájának, a keretirányelvnek, melynek megvalósításába koordinációs és szakértői bizottsági tagként bekapcsolódtunk. A tényleges munkák végzéséhez ebben az évben még nem állt rendelkezésre a megfelelő pénzügyi

alap. Az Európai Unióhoz való csatlakozás előkészítését jelentik azok az erőfeszítéseink is, melyek a Balaton Régió területén létrehozandó és működtetendő „régió geológusi” szolgáltatás megvalósítását szolgálják.

Magyarország vízkészlet-változásainak dinamikus nyomon követése (Országos Vízmegfigyelő Hálózat)

Az ország területét behálózó vízföldtani megfigyelőhálózat működtetése magában foglalja az észlelést, a kutak karbantartását, az adatfeldolgozást valamint az adatszolgáltatást.

A MÁFI országos vízföldtani megfigyelő hálózata keretén belül a 2002. évben összesen mintegy 200 db észlelőkút rendszeres mérésére került sor az ország különböző pontjain. A számítógépes adatbázisba rendezett adatok szolgáltatása folyamatos mind a MÁFI kutató egységei, mind a főhatóságok felé. Tovább bővült az észlelőhálózati kutakra és azok közvetlen környékére vonatkozó földtani, hidrogeokémiai és vízrajzi adatok egységes adatbázisa.

Az értékelő feladatok végrehajtása az észlelőhálózat mérési alapján történtek az Alföld több területének összehasonlító elemzése, valamint a 2002. évi dunai árvíz szigetközi hatásának vizsgálata során. A Duna–Tisza köze térségében kijelölt mintaterületen tovább folytatódott a felszínalatti vizek potenciálszintjében bekövetkezett változások követése. Az Alföld középső részén a hosszú távú vízszintváltozások, illetve azok térbeli és időbeli alakulásának értékelése a Vízügyi Igazgatóság által működtetett észlelő kutak adatainak figyelembe vételével történt.

A Geresdi-dombságon, Üveghuta térségében kialakított észlelőrendszer 1998–2002. évi mérési adatainak új módszerekkel történő értékelésével lehetőség nyílt újabb ismeretek szerzésére a gránit vízföldtani tulajdonságairól a felszín alatti vizek vízszint- és a felszíni vízfolyások vízállás változásai alapján.

Integrált hidrogeológiai és hidrogeokémiai értékelések

A Délkelet-alföldi régió arzénos vizeinek genetikai értékelésének jelentőségét az ivóvizekre vonatkozó európai arzénos határérték várható bevezetése indokolja, amely a jelenlegi hazainál jóval szigorúbb előírást jelent. A Délkelet-alföldi régióban integrált értelmezéssel, áttekintő áramlási- és transzportmodellezéssel, valamint víz-kőzet kölcsönhatás értékeléssel határozható meg az arzénos vizek lehetséges földtani eredete. 2002-ben a Délkelet-alföldi régió arzénos vizeinek genetikai értékelése témában befejeződött a vízminőségi adatbázis építése. Elkészült az áttekintő földtani térmodell és két méretarányban a koncepcionális vízföldtani modell, valamint egy áramlási és transzportmodell a Dél-Alföld K–Ny-i regionális mélyszelelvényében.

Az Alföld középső részének integrált hidrogeológiai értékelése témában befejeződött a vízminőségi adatbázis építése, valamint elkészült az áttekintő földtani térmodell és az előzetes vízföldtani modell is.

Budapest hévizeinek vízgeokémiai értékelése keretében 2002 során befejeződött a vízminőségi adatbázis építése, elkészült az áttekintő földtani térmodell első változata, és az északi területre az előzetes vízföldtani modell is.

Nagy folyóink allúviumainak hidrogeológiai értékelése témában elkészült Buda első vízművének, a budaújlaki vízműnek előzetes vízföldtani modellje a sérülékeny vízbázisok diagnosztikai vizsgálatának megfelelő formában.

A Dunántúli-középhegységi zóna hidrogeológiai információs rendszere

A Dunántúli-középhegységi zóna DNy-i mélybe-zökent, zalai részén végleges formában készült el a vízföldtani adatokat tartalmazó mélyfúrások adatbázisa és a prealbai felszín kifejlődését bemutató térkép 1:100 000-es méretarányban. Megkezdődött a karsztvíztároló felsőkréta összlet térbeli helyzetét és vastagságát bemutató térképek, valamint a térség 3D modelljének szerkesztése.

A zóna ÉK-i kiemelt részén, a Vértesben és a Gerecsében folytatódtak a szokásos terepi mérések (vízhozam, víz-hőmérséklet, vezetőképesség, pH), a források mintázása makro- és mikroelem, valamint stabil izotóp vizsgálatra. Tovább folytatódott az adatbázisok építése, valamint a bauxitbányászattól átvett vízszint megfigyelő kutak mérése és értékelése. Megkezdődött a 3D módszer kidolgozásának mintaterületétől kiválasztott Héreg-tarjáni medence térinformatikai rendszerének építése a GeoMedia programmal.

Limnogeológiai kutatások keretében folytatódott a „Balatoni földtani és hidrogeológiai irodalomjegyzék” nyomdai kiadásra történő előkészítése. Tovább folytatódott a Balatoni Földtani Adatbázis építése, gépre kerültek az 1:10 000-es építésföldtani térképezés során mélyült kézi fúrások rétegsorai, mérnökgeológiai és víz-geokémiai adatai. A régió-geológusi tevékenység megalapozása

érdekében (az MGSZ illetékes Területi Földtani Hivatalainak bevonásával) szakvélemények készültek több balatonkörnyéki önkormányzat felkérésre.

Közszolgálati feladatok

Közszolgálati tevékenységünk keretében laboratóriumi munkák — az állandósult létszámhiány ellenére — ellátta feladatait. Újra megtörtént a Nemzeti Akkreditáló Testület által a laboratórium egyes egységeinek, illetve alkalmazott analitikai eljárásainak akkreditálása. Jelentős műszerfejlesztést hajtottunk végre részben pályázati, részben központi céltámogatás felhasználásával. A Múzeum látogatottsága hasonló volt a korábbi évekhez, gyűjteménye több ezer új darabbal gyarapodott. Továbbra is nehézséget jelent a rendkívül csekély szolgáltatási igény ellenére a mélyfúrás magmintaraktárak fenntartása, üzemeltetése. Könyvtárunk látogatottsága nőtt, szolgáltatásai bővültek. A Balatont ábrázoló régi térképeinkből rendezett vándorkiállítás nagy közönségsikert aratott.

A kutatási tevékenységet támogatja, a végtermék előállítását biztosítja az információk térinformatikai feldolgozása és a kartografált térképi anyag elkészítése. Utóbbiak közül a 100 000-es földtani térképsorozat előállításában tapasztalt haladás emelendő ki. Szerkesztői-kiadói tevékenységünk színvonalas új kiadványok megjelenését biztosítja, melyek közül legfontosabbnak a *Geologica Hungarica* két kötetének kiadását tartjuk.

Laboratóriumi szolgáltatás

Az Intézet laboratóriumi tevékenységének döntő hányada a kutatási projektek anyagvizsgálati igényeinek kielégítése, valamint alapkutatás jellegű feladatok ellátására irányul. Emellett az Intézet külső szerződéseinek teljesítése, OTKA és egyéb pályázatok sikeres végrehajtása, valamint külső megrendelők vizsgálati igényeinek kielégítése céljából végez különböző anyagvizsgálatokat.

Az anyagvizsgálatokon túl a laboratórium alapkutatás jellegű tevékenységet is végez. Ebbe a témakörbe tartozik többek között az agyagásványok finomszerkezeti tulajdonságait jelző ásványtani paraméterek és a hazai kőszén és más szervesanyag-tartalmú üledékes kőzetek szerves-kőzettani és izotópgeokémiai vizsgálata; a dunántúli triász képződmények szervesgeokémiai kutatása; a természetes lebomlás tanulmányozása és összehasonlító vizsgálata szénhidrogénnel szennyezett különböző kőzettani felépítésű talajokon; a főelemek, arany és platinafémek és egyéb nyomelemek meghatározására a recski porfirios rézércben stb.

Országos Földtani Múzeum

Az Országos Földtani Múzeum teljesítette a jogszabályokban előírt kötelezettségeiből fakadó közszolgálati

feladatait: a gyűjteményi állomány gyarapítása, biztonságos megőrzése, nyilvántartási rendszerének fejlesztése, a közszolgáltatások elvégzése.

A Múzeum leltározott állománya 2002. december 31-én 153 311 tétel, a tárgyévi gyarapodás 4089 tétel. A nyilvántartási rendszer fejlesztése érdekében elkészült a régi „Ariadne” rendszer konvertálására alkalmas program valamint az új, központi számítógépes gyorskereső rendszer. Megtörtént a szilur, devon és a karbon gyűjtemények számítógépes nyilvántartásba vétele. Befejeződött a szarmata és az Echinodermata gyűjtemény, valamint — 2001-ről áthúzódó feladatként — az cocén és az oligocén gyűjtemény tételes revíziója.

A mélyfúrás magminta-raktárakban 11 802 fúrás anyagát tároljuk. A raktárak szolgáltatásai keretében, az igényeknek megfelelően, hét kérelemre 22 fúrásból, 1210 m magmintát, 300 magládás és 20 db dokumentációs fúrásanyagot (zsák, kockaláda) szolgáltatottunk. 2002-ben a szolnoki raktárba került 2 db telkibányai fúrás 140 magládányi fúrómagja.

Az Intézet épületét és kiállításait 2002-ben 2974 látogató kereste fel, ebből 705 tanuló, 69 „Budapest kártyás” előfizető, valamint a két központi ingyenes rendezvényen 1220 fő.

Országos Földtani Szakkönyvtár

A Könyvtár alapvető feladata a tudományos kutatás elősegítése a földtani szakirodalmi és információs szolgáltatások végzésével, ennek megfelelően részben szakkönyvtári, részben közszolgálati feladatokat lát el.

A Könyvtár állománya 2002-ben 6.264 leltári egységgel gyarapodott, melyből közel 5000 az időszaki kiadvány, és mintegy 400 a könyvek száma. A földtani térképek és magyarázók száma 169 leltári egységgel gyarapodott.

A hagyományos manuális katalógus mellett tovább épült a TINLIB számítógépes adatbázisa. Internetre került a TINWEB, így lehetővé vált az eddigi feldolgozott könyvállomány hálózat segítségével történő böngészése.

A Balatont ábrázoló régi térképeinkből a Nők a Balatonért Egyesület közreműködésével rendeztünk vándorkiállítást a Balaton hat különböző településén. A kiállításához nyomtatott ismertető is készült.

Informatika

Az informatikai szolgáltatást folyamatosan biztosítottuk a MÁFI egységei részére a következő témákban: térképek digitalizálása, térinformatikai adatbázisok építése, raszteres technikák alkalmazása, koordináta átszámítások, alfanumerikus adatbázisok építése, informatikai tanácsadás, nyomtatás, adatbázisok üzemeltetése és karbantartása, az 1:250 000-es topográfiai alap kidolgozása.

Folyamatosan dolgoztunk az 1:100 000 méretarányú földtani térképsorozat kartografálásán és a kiadásra történő előkészítésén.

A hazai neotektonikai kutatásokhoz kapcsolódva a DDM-10 digitális feldolgozása történt meg (él-kiemelési eljárások, adatintegrálás, 3D megjelenítés).

Az ER-Mapper program támogatásával képfeldolgozó módszereket dolgoztunk ki a Landsat TM űrfelvételek földtani információtartalmának megnövelése céljából (képek mozaikolása, csatorna kombinációk előállítása, automatikus és betanított osztályozási módszerek), csatlakozva a líbiai földtani térképezési munkákhoz.

Az Intézet informatikai stratégiai tervében meghatározottak szerint történt meg az utolsó negyedévben végrehajtott informatikai fejlesztés koordinálása.

Intézményfenntartás

Az Intézet irányítása, szerteágazó szakmai és gazdasági tevékenységének koordinálása, eredményességének biztosítása, kapcsolatrendszerének fenntartása tartozik a tevékenység keretébe. Ezen belül felöleli az igazgatási, titkársági, intézeti adminisztrációs feladatok ellátását, a szakmai és gazdasági tervezést, a humánpolitikát és munkaügyet, a hazai és nemzetközi kapcsolatok, a marketing és public relations feladatait.

A gazdasági, szakmai irányítást az igazgató és helyettese végzi. Eredményes végrehajtását a Koordinációs Iroda, a humánpolitikus, a jogi képviselő, a PR és a külkapcsolati munkatárs közvetlenül segíti. Az év folyamán Hatvani Istvánné az MGSZ Gazdasági Hivatalának megbízott vezetője lett, és távozott Intézetünkől. 2002-ben kormányzati intézkedések következtében jelentős bérfejlesztést hajtottunk végre.

Irányítás, oktatás, külkapcsolatok

Az Intézet gazdasági, szakmai irányításának legfontosabb feladatai a következők voltak: a 2001. évi költségvetési beszámolók elkészítése (Gazdasági Hivatallal közösen), a 2001. évről szóló beszámolók megtartása és értékelése, a 2002. évi gazdasági feladatok ellátása, a 2002. évi kutatási feladatok végrehajtásának segítése, a 2003. évi kutatási terv összeállítása, a 2003. évi költségvetés tervezése (Gazdasági Hivatallal közösen).

Az Intézet számtalan résztvevénységből összeálló működése folyamatos és mind szakmai, mind gazdasági téren eredményes volt. A működéssel kapcsolatban kiemelkedik több alapküldetés megalkotása (Minőségügyi Kézikönyv), az ISO 9001:1994 nemzetközi szabvány szerinti minősítés sikeres felülvizsgálata és több, a napi működést szabályozó Igazgatói Utasítás kiadása. Kétheti rendszerességgel ült össze az igazgató legfontosabb tanácsadó testülete, az Igazgatói Tanács. Folyamatos volt az egyeztetés az érdekképviseleti szervezetekkel.

Az Intézet operatív irányításának feladatait a Koordinációs Iroda és a Titkárság segítségével látja el a

vezetés. A Titkárság gondoskodik az utasítások, körlevelek, tájékoztatók kiadásáról, a kézbesítésről, postai szolgáltatásokról és az irattározásról. A nyújtott központi szolgáltatások közül kiemelendő az egészségügyi ellátás biztosítása, és a központi gyorsmásoló. Tanácsadó segítségével a Koordinációs Iroda biztosítja az Intézet jogi képviseletét. Az Iroda lebonyolítja a Gazdasági Hivatallal közösen az Intézet kezelésében lévő ingatlanokkal kapcsolatos valamennyi ügyet, irányítja a biztonságtechnikai feladatok ellátását. A 2002. év egyik legjelentősebb feladata a Gazdasági és Közlekedési Minisztérium 80 MFt céltámogatásával megvalósult K+F fejlesztés lebonyolítása volt.

Folyamatosan karbantartottuk az Intézet közalkalmazottainak személyi adatait tartalmazó adatbázisait, személyi anyagokat. Végrehajtottuk a költségvetési törvény szerinti előírt béremelést 2002. szeptember 1-jétől. Ezzel egy időben a közalkalmazottak besorolásának ellenőrzése is megtörtént.

Továbbra is fontos feladatnak tartjuk a minősített kutatók számának emelését. Az Intézet tudományos munkatársai közül 3 fő akadémiai doktori, 3 fő kandidátusi PhD Dr., 17 fő PhD Dr. és 14 fő egyetemi doktori tudományos fokozattal rendelkezik, 3 fő habilitált egyetemi tanár. Felsőfokú iskolai végzettségű (a számok az év során változtak) 109 fő, segédként száma 49 fő. Másoddiplomával 19 fő, idegennyelv-ismerettel 65 fő rendelkezik.

2002. évben 1 fő kapott igazgatói dícséretet, 3 fő igazgatói jutalmat. „Földtani Intézetért Emlékérem” adományozásában részesült Halmai János igazgatóhelyettes és Piros Olga a Szerkesztőségi Osztály vezetője.

Az adományozás indoklása a következő:

„Dr. Halmai János igazgatóhelyettesként, az Intézet gazdasági tevékenységének irányítójaként, ezekben az erőforráshiánytól nehéz években megfeszített erővel küzd az eredményes munka biztosításáért, a pénzügyi egyensúly megőrzéséért. Kiemelkedő munkát végez az intézeti ingatlanok fenntartása, ésszerű hasznosítása, kezelése terén. Nyugodt, körültekintő, az intézeti érdekeket mindenkor szem előtt tartó munkája nagyban hozzájárult hazai és nemzetközi sikereink eléréséhez.”

„Dr. Piros Olga a Szerkesztőségi Osztály vezetője, az Intézet szöveges kiadványainak szerkesztője, a Földtani Közlöny műszaki szerkesztője. Munkájával biztosítja kiadványaink szakmai színvonalának megőrzését, szakszerű megjelentetését. Jelentős érdemei vannak az Évi Jelentés tetemes elmaradásának felszámolásában. Kimagasló, nemzetközileg is jelentős tudományos tevékenységet végez a mezozoos algák kutatása terén. Figyelmes, segítőkész kolléga, szakmai munkáját a gondosság, precizitás, vezetői tevékenységét a következetesség és empátia jellemzi.”

Az év folyamán több megemlékezést is tartottunk. Részt vettünk Kalocsán 2002. április 5-én Szabó József „a legnagyobb magyar geológus” születésének 180. évfordulóján rendezett emlékülésen.

A családtagok kezdeményezésére és támogató részvételével 2002. június 14-én emléktáblát állítottunk fel

dr. Liffa Aurél (1872–1956) geológus, a Földtani Intézet címzetes igazgatója, műegyetemi tanár lakóházának falán (Budapest VII. Damjanich u. 42.).

A Magyar Természettudományi Múzeumban rendezett emlékülésen 2002. szeptember 24-én megemlékeztünk Tasnádi Kubacska András, Intézetünk Múzeumának volt vezetője születésének 100. évfordulójáról.

Oktatási tevékenységünk keretében az Intézet 2002-ben is biztosította az ELTE Regionális Földtani Tanszék működésének feltételeit. Az Intézet kutatói 2002-ben is folytatták aktív oktatói tevékenységüket az alábbi oktatási intézményekben: ELTE, Miskolci Egyetem, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Debreceni Egyetem, Szegedi Egyetem, Szent István Egyetem, Veszprémi Egyetem. Számos esetben került sor iskolai csoportoknak tartott intézeti bemutatóra, és ismét fogadtunk külföldi diákokat nyári gyakorlaton.

Hazai kapcsolataink közül kiemelendő, hogy meghívásunkra a Magyar Tudományos Akadémia Földtudományok Osztálya 2002. március 26-án kihelyezett osztályülést rendezett Intézetünkben, ahol előadás keretében ismertettük a MÁFI 1996-2001. évi kutatási eredményeit.

Az Intézet a 2002. évben — a korábbi évek gyakorlatainak megfelelően — folytatta nemzetközi tevékenységét. A projektek és kutatók az intézeti pénzügyi lehetőségek korlátozott volta miatt továbbra is éltek több külső finanszírozási forrás bevonásának a lehetőségével (OTKA, Bandat Horst Alapítvány, OM Mecénatúra pályázat, OM Tét pályázat stb.).

A 2002. évi összesített adatok szerint 27 országban 142 kutatónk 861 napot töltött. A külföldi utak során 54 nemzetközi rendezvényen vettek részt, többen több hónapos ösztöndíjas tanulmányokat folytattak.

Az év során együttműködési egyezményt írtunk alá Ausztriával, Szlovákiával és Ukrajnával. Az Intézetet 2002. január 1-jei hatállyal felvették az EuroGeoSurveys (az Európai Közösség földtani szervezeteinek szövetsége) társult tagjai sorába, szeptembertől pedig teljes jogú a tagsági viszonyunk. Folytattuk munkánkat a FOREGS, a CEI, az ESF, az IGCP, az IUGS szervezeteiben.

Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások

Az Intézet feladata, hogy e szolgáltatási körben olyan összegű bevételt érjen el, amely fedezetet biztosít a közvetlen költségvetési támogatásból nem finanszírozható működési költségekre (illetmények, járulékok, üzemeltetés, beruházás). Ezt a feladatát az Intézet — elsősorban a gazdálkodási fegyelem szigorításával — 2002-ben is teljesíteni tudta. Az Intézet költségvetés által biztosított támogatásán kívül a kormányzat 739 M Ft saját bevételt irányzott elő a 2002. évre, amelyből 562 257 M Ft bevételt sikerült teljesíteni, annak ellenére, hogy az üveghutai kutatások 2001. év végén újra indul-

tak. 2002-ben nem csak a bevételi előirányzat teljesítése okozott problémát, hanem a kiadási oldalhoz szükséges előirányzatok (elsősorban a személyi és felhalmozási) rendkívül korlátozott volta. Ezek a korlátok már alapjaiban veszélyeztették az Intézet működését.

Az alaptevékenység keretében 2002-ben végzett szolgáltatások közül az alábbi szerződéses munkákat emeljük ki:

— az atomerőművi kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program, felszíni földtani kutatás (BÁTATOM Kft.);

— Üveghuta tágabb térségében kialakított környezeti monitoring rendszer működtetése (Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht),

— a szénhidrogén-kutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése (MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt.);

— a püspökszilágyi Radioaktív Hulladékokat Feldolgozó és Tároló (RHFT) kiegészítő vizsgálatához kapcsolódó földtani kutatási terv készítése, valamint a magminta anyag megőrzését célzó munkálatok elvégzése (MECSEKÉRC Rt.);

— Magyarország sík- és dombvidéki területei talajvíztérképei (MTA);

— Budapest XVIII. kerület környezetföldtani térkép-sorozata és a talajvíz állapotfelvétele (XVIII. ker. Önkormányzat).

Tudományos pályázatok

A 2002. évi költségvetési és szakmai terv teljesítésében a korábbi éveknek megfelelően jelentős szerep jutott a hazai és külföldi pályázatoknak. E pályázatok nem csak a kutatók szakmai felkészültségének, hanem az Intézet tudományos munkájának, nemzetközi elismerésének fontos mérői is. Kiemelkedő volt a Széchenyi Terv NKFP projektjeiben történő eredményes részvétel (folyamatos munka). Ezeken egy témában konzorciumvezető, kettőben pedig konzorciumi partner az Intézet.

Jelentős eredménynek tartjuk a különböző műszerpályázatokon elért eredményeket.

Fontosnak tartjuk, hogy a Környezetvédelmi- és Vízügyi Minisztérium Környezetvédelmi Alap Célelőirányzata és az Oktatási Minisztérium Kutatás-fejlesztési Helyettesi Államtitkárság különböző pályázatain 2002-ben is eredményesen szerepeltünk, ezek közül az alábbiakat emeljük ki:

— földtani monitoring hálózat működtetése és az adatok értékelése a Szigetközben (Környezetvédelmi- és Vízügyi Minisztérium);

— a „földtani közeg” és a felszín alatti vizek védelmének szakterületi koncepciója (Környezetvédelmi- és Vízügyi Minisztérium);

— Magyarország környezetvédelmi adatbázisainak felállítása, valamint ehhez kapcsolódóan 1:25 000-es méretarányú környezetföldtani térképsorozat elkészítése (KAC Környezetvédelmi Alap Célelőirányzat);

— a környezeti konfliktusokkal terhelt Duna régió környezetföldtani térképi adatbázis WEB-en való közzététele (KAC Környezetvédelmi Alap Célelőirányzat);

— a természeti értéket képviselő földtani alapszelvény fogalmának felülvizsgálata (Környezetvédelmi Alap Célelőirányzat).

A MÁFI kiadói tevékenysége

A MÁFI saját kiadású kiadványai

A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II., Budapest, 2002., 241 p.

KORETSKY, I. A. 2001: *Morphology and Systematics of Miocene Phocinae (Mammalia: Carnivora) from Paratethys and the North Atlantic Region.* — *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica*; Fasc. 54., Budapest, 109 p.

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*, Tomus 25., Budapest, 209 p.

LESS GY., GULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., REZESSY A., SÁSDI L. 2002: *A Bükk-hegység földtani térképe, 1:50 000.* — MÁFI, Budapest.

A MÁFI közreműködésével megjelent kiadványok

BARÁZ Cs. (szerk.) 2002.: *A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek.* — Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, 621 p.

BUDAI T., CSILLAG G., KOLOSZÁR L., MÜLLER P., NÉMETH K. 2002: *A Balaton-felvidék.* — Geológiai kirándulások I., 101 p. 27 kép, Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatósága, Veszprém.

PELIKÁN P. (szerk.) 2002: *A Bükk hegység földtani térképe 1:100 000.* — Bükki Nemzeti Park Igazgatósága, Eger.

CSÁSZÁR G. (szerk.) 2002: *Az Eperjes-hegy élettelen és élővilága.* — Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest 62. p.

EGERSZEGI Z., TARIÁN L.-NÉ (összeállítók) 2002.: *A Balaton bibliográfiája 2002.* — Balaton Fejlesztési Tanács, Siófok 293. p.

MONSPART É. (szerk.) 2002: *A Balaton könyve.* — Nők a Balatonért Egyesület, Veszprém, 231. p.

CSONGRÁDI J.-NÉ (szerk.) 2002: *Baltoni térképek.* — Nők a Balatonért Egyesület Kiskönyvtára 4., Budapest, 32. p.

A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársai 2002-ben

Az intézet vezető beosztású munkatársai

Brezsnýánszky Károly dr.	igazgató	Kordos László dr.	főosztályvezető
Halmi János dr.	igazgatóhelyettes	Kuti László dr.	főosztályvezető
Nádor Annamária dr.	főosztályvezető	Tóth György	főosztályvezető
Budai Tamás dr.	főosztályvezető	Turezi Gábor dr.	főosztályvezető
Bartha András dr.	főosztályvezető		

Az intézet munkatársai

Alács Valéria	tudományos segédmunkatárs	Hatvani Istvánné	ügyviteli szakértő
Albert Gáspár	tudományos segédmunkatárs	Havas Gergely	tudományos segédmunkatárs
Angyal Jolán	tudományos munkatárs	Hegyiné Rusznyák Éva	intézeti ügyintéző
Árva Gábor	intézeti ügyintéző	Hermann Viktor	ügyviteli alkalmazott
Balázs Regina	ügyviteli alkalmazott	Horváth István	tudományos főmunkatárs
Balla Zoltán dr.	tudományos tanácsadó	Horváth Róbert	tudományos főmunkatárs
Ballók Istvánné	tudományos munkatárs	Horváth Zsolt	intézeti ügyintéző
Balóné Lehmayer Judit	intézeti technikus	Hózer Ferencné	intézeti technikus
Baráth Istvánné dr.	intézeti technikus	Illés Dezső	intézeti technikus
Barczikainé Szeiler Rita	tudományos munkatárs	Jakus Péter	tudományos főmunkatárs
Bátori Miklósné	intézeti laboráns	Jerabek Csaba	intézeti technikus
Bedő Gabriella dr.	tudományos munkatárs	Jochá Károlyné	tudományos főmunkatárs
Beke Zsuzsanna	intézeti laboráns	Jordán Győző	tudományos munkatárs
Benkő Levente	intézeti technikus	Jordáné Szűcs Andrea	tudományos munkatárs
Bertalan Éva dr.	tudományos főmunkatárs	Juhász Györgyi dr.	tudományos főmunkatárs
Bilszky Lászlóné	kutatási ügyintéző	Jusztin Sándor	segédmunkás
Bodnár Erika	tudományos munkatárs	Kákay Szabó Orsolya dr.	tudományos munkatárs
Branner Lászlóné	ügyviteli alkalmazott	Kardeván Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Brukner Sándorné dr.	tudományos főmunkatárs	Katona Gabriella	tudományos főmunkatárs
Budinszkyné		Kazár Emese	tudományos munkatárs
Szentpétery Ildikó dr.	tudományos főmunkatárs	Kercsmár Zsolt	tudományos segédmunkatárs
Burjáné Majgut Vera	tudományos segédmunkatárs	Király Edit	tudományos munkatárs
Chikán Géza dr.	tudományos főmunkatárs	Kiss Judit	ügyviteli alkalmazott
Császár Géza dr.	tudományos tanácsadó	Kiss Károlyné	ügyviteli alkalmazott
Csereklei Erika	intézeti technikus	Kókai András	tudományos főmunkatárs
Cserny Tibor dr.	tudományos főmunkatárs	Kollányi Katalin dr.	tudományos főmunkatárs
Csillag Gábor dr.	tudományos főmunkatárs	Kolozsár László dr.	tudományos főmunkatárs
Csirik György	tudományos munkatárs	Koroknai Balázs	tudományos munkatárs
Csongrádi Jenőné dr.	tudományos főmunkatárs	Korpás László dr.	tudományos főmunkatárs
Demény Krisztina	ügyviteli alkalmazott	Kovács Pálffy Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Detre Csaba dr.	tudományos főmunkatárs	Kuchen Zoltán	intézeti technikus
Don György	tudományos munkatárs	Kutasi Géza	szakmunkás
Dudás A. Imre	tudományos munkatárs	Laczkóné Őri Gabriella	ügyviteli alkalmazott
Farkas Juszti	intézeti laboráns	Lajtos Sándor	intézeti technikus
Farkasné Bulla Judit	tudományos munkatárs	Lelkes György dr.	tudományos főmunkatárs
Fodor László dr.	tudományos főmunkatárs	Less György dr.	tudományos főmunkatárs
Földvári Mária dr.	tudományos főmunkatárs	Madarász Istvánné	ügyviteli alkalmazott
Fügedi Péter Ubul	tudományos munkatárs	Magyar Árpád dr.	tudományos munkatárs
Gál Nóra Edit dr.	tudományos munkatárs	Maros Gyula	tudományos munkatárs
Galambos Csilla	tudományos segédmunkatárs	Marsi István dr.	tudományos főmunkatárs
Gellér Péterné	intézeti technikus	Marsó Károly	polgári szolgálatos
Golyháné Gáspár Anita	intézeti technikus	Matyikó Mónika	intézeti technikus
Gulácsi Zoltán	tudományos munkatárs	Muráti Judit	tudományos segédmunkatárs
Gyalog László	tudományos főmunkatárs	Müller Tamás	tudományos munkatárs
Gyuricza György dr.	tudományos munkatárs	Nagy László	ügyvivő-szakértő
Hajdú Gusztávné	intézeti ügyintéző	Nagy Péter	tudományos munkatárs
Hála József dr.	tudományos főmunkatárs	Nagy Tiborné	tudományos munkatárs
Hála Józsefné dr.	ügyviteli alkalmazott	Németh András	intézeti technikus
Hámorné Vidó Mária dr.	tudományos főmunkatárs	Németh Károly	tudományos munkatárs

Ollrák Attila	intézeti technikus	Szalka Edit	intézeti technikus
Pálfi Éva	intézeti technikus	Szegő Éva	tudományos munkatárs
Palotás Klára	tudományos munkatárs	Szilágyi Ferenc	intézeti technikus
Papp Péter	tudományos munkatárs	Szlepák Timea	intézeti ügyintéző
Partényi Zoltánné	tudományos munkatárs	Szöcs Teodóra	tudományos munkatárs
Paulheim Gáspár	intézeti ügyintéző	Szurkos Gábor	tudományos munkatárs
Pelikán Pál	tudományos főmunkatárs	Tamás Gábor	intézeti technikus
Pentelényi Antal	tudományos munkatárs	Thamóné Bozsó Edit dr.	tudományos munkatárs
Pentelényi László	tudományos főmunkatárs	Tiefenbacher Ildikó	intézeti ügyintéző
Peregi Zsolt	tudományos főmunkatárs	Tihanyiné Szép Eszter	intézeti technikus
Piros Olga dr.	tudományos főmunkatárs	Tisza András	tudományos főmunkatárs
Raincsák György	tudományos főmunkatárs	Tóth Zsuzsanna	intézeti ügyintéző
Raincsák Györgyné	tudományos főmunkatárs	Tóthné Makk Ágnes	tudományos munkatárs
Rálisch Lászlóné dr.	tudományos munkatárs	Tullner Tibor	tudományos főmunkatárs
Rezessy Attila	tudományos segédmunkatárs	Újháziné Kerék Barbara	tudományos segédmunkatárs
Rotárné Szalkai Ágnes	tudományos munkatárs	Unger Zoltán	tudományos munkatárs
Róth László	tudományos munkatárs	Vácz Blanka	adatrögzítő
Sásdi László	intézeti technikus	Vad Altanceceg	intézeti technikus
Scharek Péter dr.	tudományos főmunkatárs	Vargáné Barna Zsuzsanna	tudományos munkatárs
Selmecei Ildikó dr.	tudományos munkatárs	Vassné Hartyáni Zita	intézeti ügyintéző
Siegl Károlyné dr.	tudományos munkatárs	Vatai József	tudományos munkatárs
Síkhegyi Ferenc	tudományos főmunkatárs	Végh Hajnalka	intézeti technikus
Simonyi Dezső	intézeti ügyintéző	Viczián István dr.	tudományos tanácsadó
Solt Péter	intézeti technikus	Vikor Zsuzsanna	intézeti technikus
Sonfalviné Szeibert Ildikó dr.	intézeti technikus	Vukánné Tolnai Judit	ügyvivő szakértő
Szabadosné Sallay Enikő	ügyintéző	Wolfram Richard	intézeti alkalmazott
Szabó Árpádné	intézeti laboráns	Zsámbok István	tudományos főmunkatárs
Szabó Lászlóné	intézeti ügyintéző		

A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársainak 2002-ben megjelent publikációi

Könyv, könyvrészlet, önálló mű

- BREZSNYÁNSZKY K. (et al.) 2002: Geológiai erő- és veszélyforrások. — In: GLATZ F. (főszerk.), MÉSZÁROS E., SCHWEITZER F. (szerk.): *Magyar Tudománytár I. kötet. Föld, víz, levegő*, Kossuth Kiadó, MTA Társadalomkutató Központ Budapest, pp. 279–360.
- BUDAI T., CSILLAG G., KOLOSZÁR L., MÜLLER P., NÉMETH K. 2002: *Geológiai kirándulások I. A Balaton-felvidék*. A Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatósága, Veszprém, 101 p., [16] t.
- CSÁSZÁR G. (et al.) 2002: Geológiai viszonyok, talajok — In: GLATZ F. (főszerk.), MÉSZÁROS E., SCHWEITZER F. (szerk.): *Magyar Tudománytár I. kötet. Föld, víz, levegő*, Kossuth Kiadó, MTA Társadalomkutató Központ, Budapest, pp. 23–121.
- CSÁSZÁR G., MIZÁK J., BARCZI A., VONA M., BAUER N., KENYERES Z., PENKSZA K. 2002: *Az Eperjes-hegy élettelen és élővilága*. — Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 62 p.
- CSILLAG G. 2002: A Balaton-felvidék földrajzi környezete. — In: Budai T. [et al.]: *Geológiai kirándulások I. A Balaton-felvidék*. A Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatósága, Veszprém, pp. 9–11.
- FÜGEDI U. 2002: Környezet- és természetvédelmi lexikon, szócikkek — In: LÁNG I. (főszerk.): *Környezet- és természetvédelmi lexikon, I.–II.* Akadémiai Kiadó, Budapest.
- GYURICZA GY. 2002: Környezet és természetvédelmi lexikon, szócikkek — In: LÁNG I. (főszerk.): *Környezet- és természetvédelmi lexikon, I.–II.* Akadémiai Kiadó, Budapest., 664 p., 568 p.
- HÁLA J. 2002: Bandat Horst, Bartha Ferenc (Korpásné Hódi Margittal), Böckh Hugó, Böckh János, Dömök Teréz, Gesell Sándor, Halaváts Gyula, Herbich Ferenc, Herrmann Antal, Hofmann Károly, Horusutzky Henrik, Jablonszky Jenő, Kalecsinszky Sándor, Koch Antal, Lambrecht Kálmán, Liffa Aurél, id. Lóczy Lajos, Matunák Mihály, Méhes Gyula, Papp Károly, Pálfy Mór, Pávay Vajna Elek, Pongrácz Elemér, Pongrácz Lajos, Posewitz Tivadar, Roth Samu, Szádeczky-Kardoss Gyula, Szontágh Tamás, Téglás Gábor, Toborffy Géza, Vigh Gyula, Zalányi Béla. — In: BODÓ S., VIGA GY. (szerk.): *Magyar múzeumi arcképcsarnok*. Pulszky Társaság — Tarsoly Kiadó, Budapest.
- JÁMBOR Á. (et al.) 2002: Geológiai viszonyok, talajok. — In: GLATZ F. (főszerk.), MÉSZÁROS E., SCHWEITZER F. (szerk.): *Magyar Tudománytár I. kötet. Föld, víz, levegő*, Kossuth Kiadó, MTA Társadalomkutató Központ, Budapest, pp. 23–121.
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., TÓTH GY., SÁSDI L., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. 2002: Karsztvízföldtani vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézetben. — In: LIEBE PÁL (szerk.): *Karsztvízkutatás Magyarországon. I.* Felszín alatti vizekért Alapítvány kiadványa, Miskolc, pp. 1–17.
- KORDOS L. 2002: A Bükk-vidék földrajza. A Bükki barlangok ősemlős maradványai. — In: BARÁZ CS. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park*. BNPI kiadványa, Eger, pp. 195–203.
- KORDOS L. 2002: Bertalan Károly, Kormos Tivadar, Mottl Mária, Pethő Gyula, Roska Márton, Szörényi Erzsébet. — In: BODÓ S., VIGA GY. (szerk.): *Magyar múzeumi arcképcsarnok*, Pulszky Társaság — Tarsoly Kiadó, Budapest.
- KORPÁS L. 2002: A Visegrádi-hegység. — In: KARÁTSZON D. (szerk.): *Magyarország földje. Kitekintéssel a Kárpát-medence egészére*. Magyar Könyvklub, Budapest, pp. 355–357.
- KOVÁCS B., BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Előszó. — In: BUDAI T. [et al.]: *Geológiai kirándulások I. A Balaton-felvidék*. A Balaton-felvidéki Nemzeti Park Igazgatósága, Veszprém, p. 5.
- KUTI L. 2002: Környezet és természetvédelmi lexikon, szócikkek — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- PELIKÁN P. 2002: A Bükk-vidék földrajza. Fejlődéstörténet I. Szerkezetalakulás. — In: BARÁZ CS. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park*. BNPI kiadványa, Eger, pp. 51–70.
- PELIKÁN P. 2002: A Bükk-vidék földrajza. Földtani felépítés, rétegtani áttekintés. — In: BARÁZ CS. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park*. BNPI kiadványa, Eger, pp. 23–50.
- PENTELENYI L. 2002: A Bükk-vidék földrajza. A Bükkalja I. Földtani vázlat. — In: BARÁZ CS. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park*. BNPI kiadványa, Eger, pp. 205–216.
- SÁSDI L. 2002: A Bükk-hegységben végzett víznyomjelző vizsgálatok értékelése. — *Karsztvízkutatás Magyarországon*. In: LÉNÁRT L. (szerk.): *Karsztvízkutatás Magyarországon. II.* Felszín alatti vizekért Alapítvány kiadványa, Miskolc, pp. 32–35.
- SÁSDI L. 2002: A Bükk-vidék földrajza. Vízrajzi, vízföldtani viszonyok. — In: BARÁZ CS. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park*. BNP kiadványa, Eger, pp. 155–165.
- SÁSDI L., LESS GY., PELIKÁN P. 2002: A Bükk karsztvíztározó összeleteinek térbeli lehatárolása. — In: LÉNÁRT L. (szerk.): *Karsztvízkutatás Magyarországon. II.* Felszín alatti vizekért Alapítvány kiadványa, Miskolc, pp. 7–13.

Szócikkek

- BEDŐ G. 2002: Mi történt az alapszelvényekkel az elmúlt két év alatt? — *Földtani Kutatás* 39 (2), pp. 40–45.
- BEGUN, D. R., KORDOS, L. 2002: Norma lateralis on a new early great ape species. — *American Journal of Physical Anthropology, Supplement* 34, p. 42.
- BENKŐ K., FODOR L. 2002: Csővár környékének szerkezetföldtana. — *Földtani Közlemények* 132 (2), pp. 223–246.
- BOHN-HAVAS, M., LANTOS, M., SELMECZI, I. 2002: Dating of the Tertiary “Pteropoda events” in Hungary by magnetostratigraphy. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002*. — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue, CD-ROM).
- BRAUN T., OSAWA E., DETRE CS., TÓTH I. 2002: Néhány analitikai szempont a perm/triász (P/Tr) határreteg minták meghatározásához. — *Magyar Kémiai Folyóirat* 108 (5).
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Book review: Geology of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica*, 45 (2), p. 209.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Lóczy Lajos, a Földtani Intézet igazgatója. — In: MAROSI S. (szerk.): *Lóczy Lajos emlékkötet, A Lóczy Lajos születésének 150. Évfordulójára rendezett akadémiai emlékülés előadásai*. — MTA FKK Földrajztudományi Kutatóintézet, MTA Társadalomkutató Központ, Budapest, pp. 19–28.

- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Egy kiállítás megnyitója elé. — *Szemese Műjság*, 10 (11), p. 5.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Elnöki megnyitó. — *Földtani Közlöny* 132 (2), pp. 161–162.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Geology of Hungary (könyvismertetés). — *Földtani Közlöny* 132 (1), p. 139.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 1998. évi tevékenységéről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 35–63.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Igazgatói bevezető, Introduction by the Director. — In: *Beszámoló – Annual report 2001, Magyar Geológiai Szolgálat, Budapest*, pp. 22–25.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Működési jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet 1997. évi tevékenységéről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 7–34.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Plenáris megnyitó előadás, GEO 2002 Magyar Földtudományi Szakemberek VI. Világtalálkozója 2002. augusztus 21–25. Sopron — *Földtani Közlöny*, 132 (3–4), pp. 486–487.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Szeizmológiai obszervatórium a Földtani Intézetben. — *Földtani Közlöny* 132 (3–4), pp. 449–456.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: Térképkiállítás a Balatonról, Előszó. — In: *Balatinus, Balaton Lacus, Peiso, Pelso, Balatoni térképek, avagy hogy örökítették meg a Balatont a római kortól napjainkig a kartográfusok?* — Nők a Balatonért Egyesület Kiskönyvtára; 4. p. 3.
- CHIKÁN G., PRÓNAY ZS., ZILAHÍ-SEBESS L. 2002: Az Üveg-huta–24 (Üh–24) fúrás földtani értékelése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 235–241.
- CSÁSZÁR G. 2002: A Magyar Rétegtani Bizottság által jóváhagyott geokronológiai és kronosztratográfiai terminusok. — *Földtani Közlöny* 132 (3–4), pp. 481–483.
- CSÁSZÁR G. 2002: Közhasznúsági és főtítkári jelentés a Magyarhoni Földtani Társulat 2001. évi tevékenységéről. — *Földtani Közlöny* 132 (2), pp. 163–179.
- CSEERNY T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közlöny* 132 (különszám), pp. 193–213.
- CSEERNY T. 2002: Tavi és lápi üledékek komplex földtani vizsgálata paleokörnyezeti rekonstrukció céljából. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 135–150.
- CSEERNY T., NAGYNÉ BODOR E. 2002: Földtani és palinológiai vizsgálatok a Nyugat-Magyarországi peremvidék lágjain. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 87–105.
- DEÁK F., FÖLDVÁRI M., MINDSZENTY A. 2002: A new tool to detect exposure surfaces in shallow water carbonate depositional environments. — *Acta Geologica* 45 (3), pp. 301–317.
- DETRE, CS., DON, GY., DOSZTÁLY, L., GÁL–SOLYMOS, K., SIEGL–FARKAS, Á., SOLT, P., VICZIÁN, I. 2002: A hazai szferulakutatók eddig elért eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 183–210.
- DUDICH E. 2002: Az Európai Földtani Társulatok Szövetségének 25 éve (1975–1999). — *Földtani Közlöny* 132 (3–4), pp. 471–475.
- DUDICH E. 2002: Dr. Csíky Gábor 1915–2001. — *Földtani Közlöny* 132 (2), pp. 157–160.
- FODOR L., JELEN B., MÁRTON E., RIFELJ H., KRALJIC M., KEVRIC R., MÁRTON P., KOROKNAI B., BÁLDI-BEKE M. 2002: Miocene to Quaternary deformation, stratigraphy and paleogeography in Northeastern Slovenia and Southwestern Hungary. — *Geologija* 45, pp. 103–114.
- FODOR L., MAGYARI Á. 2002: Késő eocén – miocén szerkezet-alakulás és üledékképződés a Sas-hegyen. — *Földtani Közlöny* 132 (2), pp. 247–264.
- FÖLDVÁRI M., BÁRDOSSY GY., FODOR J. 2001: A bizonytalan halmazok elméletének alkalmazása közetminták termoanalitikai vizsgálatának értékeléséhez a Bodai Aleurolit Formáció példáján. (Application of the fuzzy arithmetic to the quantitative phase analysis of rock samples by thermo-analytical methods, applied to the Boda Aleurolite Formation, Hungary) — *Földtani Közlöny* 132 (1), pp. 1–15.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS–PÁLFFY P. 2002: Mineralogical study of the Tengelic Formation and the loess complex of Tolna Hegyhát and Mórág Hills areas — *Acta Geologica Hungarica* 45 (3), pp. 247–263.
- GÓCZÁN F., PATAKI A., RÁKOSI L., TISZAY J. 2002: Albai bauxitos üledék a Halimbai-medencében. — *Földtani Kutatás* 39 (1), pp. 53–55.
- HAAS J., BUDAI T., HIPS K., KONRÁD GY., TÖRÖK Á. 2002: Magyarországi triász faciesterületek szekvencia-rétegtani elemzése. — *Földtani Közlöny* 132 (1), pp. 17–43.
- HÁLA J. 2002: A király és a Földtani Intézet. — *LUPE (vizuális kommunikációs magazin)*, 5, pp. 10–11.
- HÁLA J. 2002: A magyar néprajz „vándorapostola” városunkban. Herrmann Antal váci évei és kapcsolatai. — *Váci Füzetek*, 5, p. 208.
- HÁLA J. 2002: A pilisvörösvári kőporosok. — *Pilis–Dunakanyar* 2 (9), p. 28.
- HÁLA J. 2002: Százhuszonöt éve született báró Nopcsa Ferenc. — *Honismeret* 30 (6), pp. 19–21.
- HÁLA J. 2002: Tizenöt éves a Bandat Horst Alapítvány. — *Földtani Közlöny* 132 (1), p. 131.
- HÁMORNÉ VIDÓ M.: A hazai szerves kőzetten első száz éve. — *Földtani Közlöny* 132 (2), pp. 265–287.
- HETÉNYI, M., BRUCKNER–WEIN, A., SAJGÓ, CS., HAAS, J., HÁMOR–VIDÓ, M., SZÁNTÓ, ZS., TÓTH, M. 2002: Variations in organic geochemistry and lithology of a carbonate sequence deposited in basckplatform basin (Triassic, Hungary). — *Organic Geochemistry* 33, pp. 1571–1591.
- JÁMBOR Á. 2002: A közép-Dunai terület kvarter talajszint térképe szerkesztésének eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 161–174.
- JÁMBOR Á. 2002: A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlöny* 132 (különszám), pp. 101–116.
- KÁKAY SZABÓ O. 2002: Morphogenetic and chemical differences between extraterrestrial and terrestrial natural glasy microdrops. — *Bulletin de liaison de la Société Française Minéralogie et de Cristallographie* 14(1), p. 15.
- KALMÁR J. 2002: Üledékföldtani adatok a százhalmobattai Sánc-hegy területéről. — *Földtani Közlöny* 132 (3–4), pp. 383–399.
- KALMÁR J., SZURKOS G. 2002: Óholocén erdőtalaj áthalmozás a Hernád-folyó üledékeiben a Szikszói-mintaterületen. — *A*

- Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 177–182.
- KAZÁR E. 2002: Revised phylogeny of the Physeteridae (Mammalia, Cetacea) in the light of *Placoziphius* VAN BENEDEEN, 1869 and *Aulophyseter* KELLOG, 1927. — *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, sér. Sciences de la Terre* 172, pp. 151–170.
- KERÉK B., KUTI L., VATAI J., 2002: Az Északkelet–Alföld felszíni–felszínközeli képződményeinek és a bennük mozgó talajvíznek az agrogeológiai–környezetföldtani jellemzése. — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 35, pp. 103–116.
- KÓKAY J. 2002: A sárszentmiklósi riolittufa zárványai különös tekintettel az ősmaradványokra. — *Földtani Közöny* 132 (3–4), pp. 367–382.
- KOLOSZÁR, L., MARSI, I. 2002: Posztpannon képződmények rétegtani korrelációja a Mórógyi-rög térségében. — *Földtani Közöny* 132 (különszám), 133–149.
- KORDOS L. 2002: Eocene sea cows (Sirenia, Mammalia) from Hungary. — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* 20, pp. 43–48.
- KORDOS L., BEGUN, D. R. 2002: A new crania of *Dryopithecus* from Rudabánya, Hungary. — *Journal of Human Evolution* 41 (6), pp. 689–700.
- KORDOS L., BEGUN, D. R. 2002: Rudabánya: A Late Miocene Subtropical Swamp Deposit With Evidence of the Origin of the African Apes and Humans. — *Evolutionary Anthropology* 11 (2), pp. 45–57.
- KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., DÉNES GY., ORAVECZ J. 2002: A Gellért-hegy karsztrendszer és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* (1–2), pp. 57–93.
- KORPÁS L., KOVÁCS J. 2002: Metró, Gellért-hegy, geológia. A Duna alatti nyomvonalterv a földtani adottságok tükrében. — *Népszabadság* (2002. október 26.), p. 42.
- KORPÁS, L. 2002: Are the palaeokarst systems marine in origin? Caymanites in geological past. — *Carsologica, Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation*. Ljubljana-Postojna pp. 415–424.
- KROLOPP E. 2002: Alsó-pleisztocén Mollusca fauna a Görgeteg I. fűrészből. — *Földtani Közöny* 132 (1), pp. 89–94.
- KUTI L., KERÉK B., MÜLLER T., VATAI J. 2002: Az Alföld agrogeológiai–környezetföldtani térképei. — *Földtani Közöny* 132 (különszám), pp. 299–309.
- KUTI L., VATAI J., MÜLLER T., KERÉK B. 2002: A talajvíztükör mélységeinek változása a Duna–Tisza közti hátságon. — *Földtani Közöny* 132 (különszám), pp. 317–325.
- KUTI L., ZENTAY T és KERÉK B. 2002: A Bugaci– és Fülöpi mintaterületek felszín közeli képződményeinek kalciumkarbonát tartalma. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 107–118.
- KUTI, L., TÓTH, T., KERÉK, B., ZÖLD, A., SZENTPÉTERY, I. 2002: Fluctuation of the Groundwater Level, and Its Consequences in the Soil–Parent Rock–Groundwater System of a Sodic Grassland — *Agrokémia és Talajtan* 51 (1–2), pp. 253–262.
- MAROS GY., PALOTÁS K., KOROKNAI B., SALLAY E. 2002: Tectonic evaluation of borehole PTP-3 in the Krsné hory Mts. with ImaGeo mobile cores scanner. — *Bulletin of the Czech Geological Survey* 77 (2), pp. 105–112.
- MARSI I. 2002: A Mórógyi-rög és a Hegyhát térségi posztpannon képződmények kifejlődése és jellemzése. — *Földtani Közöny* 132 (különszám), pp. 71–82.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2002: Peperitic lava lake-fed intravent sills at Ság-hegy, western Hungary: a complex interaction of wet tephra ring and lava in a phreatomagmatic volcanic complex. — In: BREITKREUZ C., MOCK, A., PETFORD, N. (eds): *First International Workshop: Physical Geology of Subvolcanic Systems — Laccoliths, Sills, and Dykes (LASI), Freiberg, 12–14/10/ 2002*. — *Wissenschaftliche Mitteilungen* 20, pp. 33–34.
- MÁRTON, E., FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, P., RIFELJ, H., KEVRIÆ, R. 2002: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. — *Journal of Geodynamics* 34, pp. 627–651.
- MIHNEA, I., KALMÁR J. 2002: Körösvarsánd (Várşand) – Nagypél (Pilu) Belvízmentesítési Terület hidrológiai sajátosságai. — *Hidrológiai Közöny* 4, pp. 121–128.
- NAGY, ZS. R., CSILLAG, G. 2002: Correlation of Upper Julian to Lower Tuvalian (Carnian) depositional cycles from the Balatonhenye – Barnag area, Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 45 (1), pp. 45–62.
- NAGYNÉ BODOR E., SZUROMINÉ KORECZ A. 2002: A Balaton negyedkori üledékeinek sporomorpha és ostracoda eredményei. — *Földtani Közöny* 132 (különszám), pp. 215–239.
- PAPP P. 2002: A geológia „Mikó Imréje” (Koch Antal, 1843–1927). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 69–86.
- PAPP P. 2002: Kiskalauz a bányatórpk világában avagy hús oldal tipológia és hatvan oldal bányászmonda (könyvismertetés). — *Földtani Közöny* 132(1), p. 136.
- PAPP P. 2002: Könyvkülönlegesség Koszovóból – németül, Nopcsáról (könyvismertetés). — *Földtani Közöny* 132 (1), pp. 136–138.
- PAPP P. 2002: Transylvanian landscapes, Photographs of Dr. Balogh Ernő (1882–1969) kolozsvári geológusprofesszor üveglemezre készített terepi fényképei. — *Leporello*, MÁFI Kiadvány.
- PAPP P. 2002: Geológiatörténet-jegyzet 1908-ból (Adalékok Koch Antal és Vendl Mária pályaképehez). — *Földtani Közöny* 132 (1), pp. 117–124.
- PEARCE J. M., NÁDOR A., TÓTH E. 2002: Living with CO₂: Experiences from Hungary. — *Greenhouse Issues* 58, pp. 5–7.
- PEREGI ZS., KORPÁS L. 2002: Felső-kréta forráskúpok a Vértes hegységben. — *Földtani Közöny* 132 (3–4), pp. 477–480.
- SÍKHEGYI F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach. — *EGU Stephan Mueller Special Publication* 3, pp. 1–14.
- SOLT P. 2002: In memoriam Olajos Ede (egy mecénás emlékére). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 67–68.
- SÜMEGI P., KROLOPP E., RUDNER E. 2002: Negyedidőszak végi öskörnyezeti változások a Kárpát medencében térben és időben. — *Földtani Közöny* 132 (különszám), pp. 5–22.
- THAMÓ-BOZSÓ E., KERCSMÁR ZS., NÁDOR A. 2002: Tectonic control on changes in sediment supply on Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary. — In: JONES, S. J., FROSTICK, L. E. (eds): *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences*. Geological Society, London, (Special Publications; 191), pp. 37–53.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2002: A mikromineralógiai vizsgálati módszer hazai alkalmazásának áttekintése. — In: PAPP G.: *A magyar topografikus és leíró ásványtan története*. — *Topographia*

- Mineralogica Hungariae; 7., Herman Ottó Múzeum, Miskolc, pp. 351–352.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2002: Magyarországi kainozoos homokok és homokkővek ásványi alkotói és származásuk meghatározásának lehetősége. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 119–134.
- VARGÁNÉ BARNA ZS., SZENTPÉTERY I. 2001: *Alginites rétegsor a Rudabányai-hegység DK-i oldalán húzódó tektonikus zónában*. — *Földtani Közlöny* 131 (3–4), pp. 385–396.
- VATAI J., KALMÁR J., KUTI L. 2002: A talaj–alapkőzet–talajvíz rendszer nitráttartalmának vizsgálata a Szarvasi–mintaterületen. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–1998/I–II*, pp. 151–160.
- VICZIÁN, I. 2002: Clay mineralogy of Quaternary sediments covering mountainous and hilly areas of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 45 (3), pp. 265–286.
- VICZIÁN, I. 2002: Mineralogy of fine-grained Quaternary sediments of Hungary covering surfaces in mountainous and hilly regions (abstract). — *Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e. V.*, pp. 9, 241.
- VICZIÁN, I. 2002: Ravasz Csabáné Baranyai Livia (1932–2001). Nekrológ. — *Földtani Közlöny* 132 (2), pp. 291–292.
- VICZIÁN, I. 2002: Typical clay mineral associations from geological formations of Hungary. A review of recent investigations. — *Geologica Carpathica* 53 (2), pp. 65–69.
- VINCZE L., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., GYURICZA GY. 2002: Környezetföldtani térképsorozat szerkesztési metódusának felhasználóbarát alternatívái és időszzerűsége. — *Menyháza*, p. 6.
- Előadás, konferencia poszter és előadás kivonat, és jelentés*
- ALBERT G. 2002: Kistelepülések térinformatikája kartográfus szemmel. — *ELTE TTK - Térképtudományi Tanszék*.
- ÁRKAI P., FÖLDVÁRI M., PAPP G., PÓSFAI M., SZAKÁLL S., VICZIÁN I., WEISZBURG T. 2002: Az ásványtan nemzetközi tendenciái és hazai helyzete. — *MTA Geokémiai és Ásvány-Közzettani Tudományos Bizottsága, Budapest, 10/12/2002*.
- BAJNÓCZI B., DEMÉNY A., KÖRPÁS L. 2002: Stabil izotóp vizsgálatok a budai Várhegy édesvízi mészkővének paleotalaj szintjéből. — *MTA Szedimentológiai Bizottsága és a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztálya, Budapest, 25/10/2002*.
- BALOGH K., FODOR L., KOROKNAI B., PÉCSKAY Z., DUNKL I., MÁRTON E., ZUPANEIÉ, N., TRAJANOVA, M., HORVÁTH P., JELEN, B. 2002: Uj K/Ar és fission track koradatok és azok szerkezetföldtani következménye a szlovéniai Pohorje-Kozjak hegységéből. — *Magyarhoni Földtani Társulat, Izotópgeokémiai ankét*.
- BEDŐ G. 2002: Országos Alapszervény Program. — *A földtan környezeti jelentősége, közismereti lehetőségei, Magyarhoni Földtani Társulat, Debrecen, 22/11/2002*.
- BRENNSTEINER A., TYLER G.A., BARTHA A., BALLÓK M. 2002: Parameters and effects of operating a concomitant metals analyser (CMA) for hydride forming and non-hydride elements in ICP–OES. — *The Pittcon Conference, 2002*, p. (1059).
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: A Magyar Állami Földtani Intézet eredményei a 2001. évben. — *MG SZ beszámoló a 2001. évről, 2002. március 13* — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 24 p.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: A Magyar Állami Földtani Intézet kutatási eredményei. — *MTA Földtudományok Osztálya, Osztályülés, Budapest, 26/03/2002*. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest*.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2002: A Vadász Elemér kamarakiállítás megnyitója. — In: TÓTH Á. (szerk.): *Vadász Elemér emlékkonferencia, Székesfehérvár, 10/11/2000*. Magyar Alumíniumipari Múzeum, Székesfehérvár, pp. 62–63.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: A Magyar Állami Földtani Intézet eredményei a 2001. évben. — *MG SZ beszámoló a 2001. évről, Budapest, 13/03/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: A Magyar Állami Földtani Intézet eredményei a 2001. évben. — *MG SZ Földtani Tanács ülése, Budapest, 21/05/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: A Magyar Állami Földtani Intézet kutatási eredményei, 1996–2001. — *MTA Földtudományok Osztálya Osztályülés, Budapest, 26/03/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: A magyar geológia a XIX. században. — *Szabó József Emlékülés „A legnagyobb magyar geológus” születésének 180. évfordulója, Kalocsa, 05/04/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: A Teleki verseny 10 éve. — *Teleki Pál Országos Földrajz-Földtan Verseny Országos Döntő, Eger, 20/05/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Bevezető. — *Szénhezkötött metán (CBM) workshop, Budapest, 23/09/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Elnöki megnyitó. — *Magyarhoni Földtani Társulat 148. Rendes Közgyűlése, Budapest, 20/03/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Földtani térképezés – földtani információ kezelés. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 26–29/06/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Földtani térképezés Kubában: a lemeztektonika közvetlen közelről. — *NYME Erdőmérnöki Kar „Környezetünk a Föld” előadás sorozat, Sopron, 11/12/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Megnyitó. — *„Balatinus, Balaton Lacus, Peiso, Pelso” Balatoni térképek, avagy hogy örökítették meg a Balatont a római kortól napjainkig a kartográfusok?, Balatonfüred, 01/06/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Megnyitó. — *„Balatinus, Balaton Lacus, Peiso, Pelso” Balatoni térképek, avagy hogy örökítették meg a Balatont a római kortól napjainkig a kartográfusok?, Badacsonytomaj, 19/07/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Megnyitó. — *„Balatinus, Balaton Lacus, Peiso, Pelso” Balatoni térképek, avagy hogy örökítették meg a Balatont a római kortól napjainkig a kartográfusok?, Balatonszemes, 15/08/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Megnyitó. — *„Balatinus, Balaton Lacus, Peiso, Pelso” Balatoni térképek, avagy hogy örökítették meg a Balatont a római kortól napjainkig a kartográfusok?, Keszthely, 15/09/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Megnyitó. — *A Balatonfelvidéki Nemzeti Park földtani és természeti értékeit ismertető legújabb kiadványok – Könyvbemutató, Budapest, 20/11/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Megnyitó. — *Dunántúl Történeti Földrajzi Konferencia, Budapest, 25/11/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Megnyitó. — *Mihály Zoltán Ausztrália c. fotókiállítása, Budapest, 04/04/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Emlékbeszéd. — *Prof. Dr. Liffa Aurél emléktáblájának felavatása, Budapest, 14/06/2002*.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Plenáris ülés elnöklése. — *Koch-Szentpétery Emlékkonferencia, Kolozsvár, 16/02/2002*.

- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Presentation of the Geological Institute of Hungary. — *GEO-MOTION Proposal Preparation Meeting, ELTE, Budapest, 17/10/2002.*
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: Report on the Activity of Hungarian National Committee for IGCP 2001. — *30th IGCP Scientific Board, Párizs, 04/02/2002.*
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY 2002: The Geological Institute of Hungary. — *EuroGeoSurveys, 14th General Meeting, Kiruna, Svédország, 7–13/06/2002.*
- BUDAI T., CSILLAG G., PEREGI ZS. 2002: A Vértes és tágabb környezetének ősföldrajzi kapcsolatai a középső–késő-triász során. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002.* kivonat.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., FODOR L., CSILLAG G., GYALOG L., KERCSMÁR ZS., MAROS GY., MINDSZENTY A., PÁLFALVY S., PEREGI ZS., SELMECZI I. 2002: Kirándulásvezető a „Hegységek és előterek földtani kutatása”, *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűléshez.* — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002,* pp. 25–30.
- BUDAI T., HAAS J., KOVÁCS S., SZABÓ I., VÖRÖS A. 2002: Excursion guide. — In: PIROS, O. (ed.): *STS/IGCP 467 Field meeting. IUGS Subcommission on Triassic Stratigraphy, Veszprém, Hungary, 5–8/09/2002.*
- CHIKÁN G. 2002: Geological aspects in economic evaluation of a region (Hungary). — Dublin.
- CHIKÁN G., CSERNY T., TULLNER T.: *A Balaton kiterjesztett üdülőkörzetének környezetföldtani információs rendszere I.: I/1. A Balaton kiterjesztett üdülőkörzetének 1:100.000-es földtani térképe, I/2. A Burnót patak vízgyűjtőjének, és I/3. A Tetves patak vízgyűjtőjének földtani, vízföldtani, geomorfológiai, agrogeológiai és mérnökgeológiai térképei, 1:25.000-es m.a.-ban.* — *Kéziratos jelentés, OFGA T 205000.*
- CSÁSZÁR G. 2002: Földtani természetvédelmi feladatok tervezése. — *Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztály.*
- CSÁSZÁR G. 2002: Jura képződmények a Vértes hegységben és környezetében. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002,* pp. 24–25.
- CSÁSZÁR G. 2002: Középső-kréta faciéstalálkozó a Vértes-előtérben. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002,* pp. 15–16.
- CSÁSZÁR G. 2002: Notes on Statutes of CBGA or is recent CBGA really that one we need?
- CSÁSZÁR G., PEREGI ZS. 2002: Middle Jurassic giant neptunian dykes in the Vértes Mountains. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.*
- CSÁSZÁR G., VARGA ZS. 2002: Lókúti-dombi alapszelvények — Helyszínen kiállítva, poszter.
- CSERNY T., KNEIFEL F.: *Mérnökgeológiai szakvélemény, a Balatonalmádi, József A. u. – Baross G. u. – Óvári F. u. – közötti terület vizesedéséről.* — *Kéziratos jelentés, OFGA T 20486.*
- CSERNY, T. 2002: A Balaton keletkezése. — *Balaton Konferencia, Balatonalmádi, 17/05/2002.*
- CSILLAG G. 2002: A Balaton-felvidék és Tihany földtani bemutatása a következő program részeként: Visit of profile No. 17, Levendulás, Tihany, 20 Sept. 2002. — *Volcanics Soil: Properties, Processes and Land Use, COST Action 622 Soil Resources of European Volcanic Systems, Budapest, Hungary, 18–22/09/2002.*
- CSILLAG G., JORDÁN GY. 2002: A Káli-medence geomorfológiai vizsgálata DTM-analizissal és „hagyományos módszerrel”. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002,* p. 4.
- CSILLAG G., SELMECZI I., SÜTÖNÉ SZENTAI M. 2002: A Vértes délkeleti előterének késő-miocén–negyedidőszaki képződményei. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002,* p. 6.
- CSILLAG G., SELMECZI I., SÜTÖNÉ SZENTAI M. 2002: A Vértes délkeleti előterének késő-miocén–negyedidőszaki képződményei. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002.*
- CSILLAG G., FODOR L., PEREGI ZS., RÓTH L., SELMECZI I. 2002: Pliocene–Quaternary Landscape Evolution and Deformation in the Eastern Vértes Hills (Hungary): The Heritage and Reactivation of Miocene Fault Pattern. — *Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.* — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), pp. 206–208.
- DON GY., SCHAREK P. 2002: Beszámoló a Szigetköz aktuálgeológiai változásairól. — *Pannon Egyetem, Mosonmagyaróvár, 20/02/2002.*
- DOSZTÁLY L., JÓZSA S., KOVÁCS S., LESS GY., PELIKÁN P., PÉRO Cs. 2002: 1st Day Programme of Post Congress Excursion C. — In: VOZÁR J., VOJTKO, R. & SLIVA, L. (eds): *Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002. Guide to Geological Excursions.*, pp. 104–117.
- FODOR L. (ed.) 2002: Excursion in the Transdanubian Range, related to the...? — *Workshop on the “Application of GPS in plate tectonics, research on fossil energy-sources and earthquake hazard assessment”, Budapest, 08/ 2002.*
- FODOR L. 2002: A szerkezetfejlődés fő vonásai a Vértesben. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002,* p. 25.
- FODOR L., CSILLAG G., RÓTH L., PEREGI ZS., SELMECZI I. 2002: Szerkezetalakulás, üledékképződés, felszínfejlődés a késő-miocénben és a negyedidőszakban a Vértesben és délkeleti előterében. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002,* p. 22.
- FODOR L., CSILLAG G., RÓTH L., PEREGI ZS., SELMECZI I. 2002: Szerkezetalakulás, üledékképződés, felszínfejlődés a későmiocén–negyedidőszakban a Vértesben és délkeleti előterében. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002.*
- FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, E., ZUPANEIÉ, N., TRAJANOVA, M., RIFELJ, H., PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., KOROKNAI, B., DUNKL, I., HORVÁTH, P., HORVAT, A., VRABEC, M., KRALJIE, M., KEVRLÉ, R. 2002: Connection of Neogene basin formation, magmatism and cooling of metamorphic rocks in NE Slovenia. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.* — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), pp. 199–201.
- FODOR, L., CSILLAG, G., HORVÁTH, E., RUSZKICZAY, Zs., SÍKHEGYI, F. 2002: Neotectonics of the Pannonian Basin: problems, results, models. — *Workshop on the “Application of GPS in plate tectonics, research on fossil energy-sources and earthquake hazard assessment”, Budapest/08/ 2002.*
- FODOR, L., MÁRTON, E. 2002: Interplay of faulting and rotation: an integrated study from the Carpathian-Pannonian orogenic belt. — *European Geophysical Society XXVII General*

- Assembly, Nizza, Franciaország. — Geophysical Research Abstracts 4.*
- FÜLEKI GY., KALMÁR J. 2002: Ásványtani vizsgálatok a kömlői szikes területen. Szikes területek talajtani problémái. — *MAE Talajtani Társaság, Előadóiülés, TAKI, Budapest, 03/12/2002.*
- GÁLOS M., SCHAREK P. 2002: Beszámoló az IAEG 9. Kongresszusáról. — *Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 16/12/2002.*
- GYALOG L., KÉRI A., MICZEK GY., SZABÓ M. 2002: Az ELTE Természetföldrajzi Tanszék 2002 évi tanulmányútjának tapasztalatai. Olaszországi vulkánok nyomában. — *Magyar Földrajzi Társaság, 24/10/2002.*
- GYURICZA GY. 2002: A környezetföldtani térképezés elméleti és gyakorlati tapasztalatai — *A földtan környezeti jelentősége, közismereti lehetőségei, Magyarhoni Földtani Társulat, Debrecen, 22/11/2002.*
- HAAS, J., BUDAI, T., CSILLAG, G. 2002: Triassic evolution of the Transdanubian Range in the Alpine framework. — *Workshop on the "Application of GPS in plate tectonics, research on fossil energy-sources and earthquake hazard assessment", Budapest, 08/2002.*
- HALMAI J., HÁMOR T. and MÁDAI F. 2002: National Mineral Policy: a potential mineral resource strategy for Hungary. — *Conference Transcript, Third European Conference on Mineral Planning, Geological Survey of North-Rhine-Westphalia, Krefeld, Germany, 8–10/10/2002., pp. 51–57.*
- HÁMOR-VIDÓ, M., ZAISTEVA, L., IVANOVA, A., PÁPAY, L. 2002: Comparative assessment of peat forming environments on Late Miocene – Pliocene lignites in Hungary and Ukraine. — *CSCOP-TSOP Conference, Banff 2002 — Emerging Concepts in organic Petrology & Geochemistry, The Banff Centre, Banff, Canada. Abstract.*
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., GÁL N., MURÁTI J., DUDÁS I. 2002: Karsztvízföldtani vizsgálatok a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002.*
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., TÓTH GY., SÁSDI L., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. 2002: Karsztvízföldtani vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézetben. — *Karsztvízföldtani ankét, Miskolc, 01/2002.*
- JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.: A geológiai felépítés karsztvízföldtani szerepe a Dunántúli-középhegységi zóna DNY-i részén. — In: *Kelet és Nyugat határán. Földtudományi oktatás és szemléletformálás a környezet és a természet védelmében. GEO 2002, Magyar Földtudományi Szakemberek VI. Világtalálkozója, Sopron, 21–25/08/2002., p. C6.*
- JOCHANE-EDELÉNYI, E. 2002: Hydrogeology of the Transdanubian Range: geological constrains and human impacts on a unique karst reservoir. — *Application of GPS in plate tectonics, research on fossil energy-sources and earthquake hazard MAK Workshop, MÁFI, Budapest, 08/2002.*
- JUHÁSZ GY., MÜLLER P., TÓTHNÉ MAKK Á., NÁDOR A. 2002: Kvarter folyóvízi képződmények szedimentológiai vizsgálata és ciklussztratigráfiai értelmezésének első eredményei a Körös medencében. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–28/06/2002, Abstracts, p. 5.*
- KALMÁR J. 2002. Influența activității miniere asupra mediului înconjurator. — *Bányászat és Környezetvédelem, EKE Ankét, Szatmárnémeti, 08/05/2002.*
- KALMÁR J. 2002: Bologa Vasile — un precursor al geologiei ambientale din Maramures. — *1. Conferință al Consorțiului conservării biodiversității în depreșiunea Maramureșului, 18–20/07/2002.*
- KALMÁR J. 2002: Date hidrologice, hidrogeologice și starea mediului ambient în perimetrul model Gyula-Várşand. — *Tisza river project, a romániai Tisza-vízgyűjtő végfelhasználóinak első munkatalálkozása. Nagybánya (Baia Mare), 21/06/2002.*
- KALMÁR J. 2002: Proiectul Tisa River. Modele de bazine hidrografice la scară reală pentru fundamentarea luării deciziilor la acțiuni de ecologizare și de gospodărirea apelor. — *1. Conferință al Consorțiului conservării biodiversității în depreșiunea Maramureșului, 18–20/07/2002.*
- KALMÁR J., FEHÉR O. 2002: Mátrai talajminták mikromorfológiai vizsgálata. — *Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztálya előadóiülése, Budapest, 25/11/2002.*
- KARÁTSON, D., NÉMETH, K. SZÉKELY, B. 2002: Volcanism, uplift and erosion in the Danube Bend, Northern Hungary. — *Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002. — Geologica Carpathica 53 (spec. issue, CD-ROM.)*
- KARÁTSON, D., NÉMETH, K., SZÉKELY, B. 2002: Volcanism, uplift and erosion and around in the Danube Bend, Northern Hungary. — *Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002. — Geologica Carpathica 53 (spec. issue), CD-ROM.*
- KARDEVÁN P. 2002: Hungarian hyperspectral project. — *MINEO II Workshop Orleans, France, 11–13/12/2002*
- KARDEVÁN P. 2002: Mathematical Models of Tisza River Project. — *Theodor Angheluta Seminar, Cluj-Napoca – Baisoara, Romania, 30/05/2002–02/06/2002.*
- KARDEVÁN P. 2002: Tisza River Project. — *GIS Conference, Cluj Napoca, 17–19/10/2002..*
- KERCSEMÁR ZS. 2002: Ichnofossil record (rockborers) and taphonomical (nummulite accumulations) of initial Eocene sequences in the eastern margin of the Eocene Tatabánya Basin, Hungary. — *21st IAS Meeting of Sedimentology, Davos, 06/02/2002, Abstract, p. 113.*
- KERCSEMÁR ZS. 2002: Középső-cocén szinszediment tektonika a Tatabányai medence peremvidékén. — *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Menyháza, 5–7/04/2002, Abstracts, p. 59.*
- KERCSEMÁR ZS. 2002: Középső-cocén szinszediment tektonika a Tatabányai-medence keleti peremén. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002, p. 11.*
- KERCSEMÁR ZS. 2002: Középső-cocén szinszediment tektonika a Tatabányai-medence keleti peremén. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002.*
- KERÉK B. 2002: Geobotanikai vizsgálatok a Bugaci-mintaterületen. — *Magyarhoni Földtani Társulat Ifjú Szakemberek Ankétja, Salgótarján, 22–23/03/2002.*
- KERÉKB– FÜGEDI U. 2002: Áteresztőképességi vizsgálatok a bugaci mintaterületen. — *Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztálya előadóiülése, Budapest, 25/11/2002.*
- KITCKA, A. A., MATCHOULINA, S. A., HÁMOR-VIDÓ, M. 2002: Bitumen occurrences in the Stylian suite of the Lower Carboniferous carbonate platform SW Donbas. — *UNGA Conference Moskow, 08/2002. Abstract.*
- KORDOS L. 2002: Hasznos: Felső-bádeni gerinces lelőhely. — *5. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Pásztó, Kirándulásvezető, 2002, p. 39–41.*

- KORDOS L. 2002: Ipolytarnóc: az alsó-miocén feltárások újdonságai. — 5. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Pásztó, Kirándulásvezető, 2002, p. 35–36.
- KORPÁS L. 2002: „Egy elfelejtett ország. Kuba”. — *Rádióbeszélgetés a Magyar Rádió Petőfi Adójának Telestúdió műsorában, Budapest, 24/10/2002.*
- KORPÁS L. 2002: Amiről a kövek mesélnek. A Budai-hegység. — *ELTE Földtani Szakköre, Budapest, 30/10/2002.*
- KORPÁS L. 2002: Are the palaeokarst systems marine in origin? Caymanites in geological past. — *EVOKARST konferencia, Postojna, Szlovénia, 19/09/2002.*
- KORPÁS L. 2002: Carlin arany Magyarországon. — *MTA doktori előadás a Magyar Tudományos Akadémián, Budapest, 17/06/2002.*
- KORPÁS L. 2002: Elnöki köszöntő. — In: *Kelet és Nyugat határán. Földtudományi oktatás és szemléletformálás a környezet és a természet védelmében. GEO 2002, Magyar Földtudományi Szakemberek VI. Világtalálkozója, Sopron, 21–25/08/2002., p. 1.*
- KORPÁS L. 2002: Múlt, jelen és jövő, magyar–kubai földtani együttműködés 1962–1990 között. — *Latinamerikai Napok, Pécsi Tudományegyetem, Latinamerikai Központ, Pécs, 18/04/2002.*
- KORPÁS L. 2002: Negyedidőszaki édesvízi mészkövek genetikai modellje. Magyarországi példák. — *Előadás a Magyar Régészeti és Művészettörténeti Társulat „A magyarországi római és középkori márvány- és mészkövelemek archeometriai vizsgálata” című nemzetközi előadóülésén, Budapest, Nemzeti Múzeum, 08/10/2002.*
- KORPÁS L. 2002: Tengeri eredetűek-e a paleokarst rendszerek? Caymanitok a földtörténeti múltban. — *Karsztféjlődés konferencia, Szombathely, 06/04/2002.*
- KORPÁS L., FODOR L., MAGYARI Á., ORAVECZ J., DÉNES GY. 2002: Mit tudunk a Gellért-hegy földtanáról és karsztrendszeréről? — *Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának és Budapesti Területi Szervezetének ülésén, Budapest, 13/02/2002.*
- KORPÁS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., LANTOS M., FÖLDVÁRI M., KORDOS L., KROLOPP E., STÜBEN D., BERNER ZS. 2002: A budai Várhegy édesvízi mészkövének szedimentológiája, diagenezise, paleokarst fejlődése és kronológiája. — *MTA Szedimentológiai Munkabizottság – Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztály, Budapest, 25/10/2002.*
- KOVÁCS S., BREZSNYÁNSZKY K., BUDA, G., HAAS J., SZEDERKÉNYI T., CSÁSZÁR G., HARANGI SZ., MÁRON E., NAGYMAROSY A., PELIKÁN P., TÖRÖK Á. 2002: Tectonostratigraphic Terranes and Zones Juxtaposed along the Mid Hungarian Line: their contrasting evolution and relationships. — *Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.* — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), CD-ROM.
- KOVÁCS-PÁLFFY P., BAJKAY P., SZABÓ CS., FÖLDVÁRI M., GÁLNÉ SÓLYMOS K., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., BARÁTHNÉ SINYEY K. 2002: A mecseki gránitos kőzetek karbonátos repedéskitöltéseinek ásványtani és geokémiai vizsgálata. — In: *Kelet és Nyugat határán. Földtudományi oktatás és szemléletformálás a környezet és a természet védelmében. GEO 2002, Magyar Földtudományi Szakemberek VI. Világtalálkozója, Sopron, 21–25/08/2002., p. C16.*
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M. 2002: Az édesvízi mészkövek diagenetikus változásai és geokémiája a röntgendiffrakciós, termikus, stabil izotóp és ritkaföldfém vizsgálatok alapján — *MTA Szedimentológiai Munkabizottság– Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztály, Budapest, 25/10/2002.*
- KOZÁK M., KISS B., PÜSPÖKI Z., MCINTOSH R. W., BARTHA A., KOVÁCS B. 2002: Comparative Analysis of the Geochemical Emission of Natural and Artificial Objects. — *Environmental Geochemistry and Health, Debrecen, 2002.*
- KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P., PÜSPÖKI Z., PATAKI A. 2002: Bentonittelepes szarmata rétegsor Sajóbáonyban (Észak–Magyarország). — In: *Kelet és Nyugat határán. Földtudományi oktatás és szemléletformálás a környezet és a természet védelmében. GEO 2002, Magyar Földtudományi Szakemberek VI. Világtalálkozója, Sopron, 21–25/08/2002., p. C18.*
- KOZÁK M., VINCZE L., PÜSPÖKI Z., KOVÁCS-PÁLFFY P. 2002: Miskolc környéki vörösvágy előfordulások települése, ipari jelentősége, építésföldtani jellemzői. — *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Bányászati–Kohászati–Földtani Konferencia, Menyháza (Moneasa), Románia, Előadáskivonatok, pp. 64–69.*
- KUTI L., SZURKOS G. 2002: Talajvízkémiai vizsgálatok a főváros egy sűrűn beépített kerületében. — *XI. Országos Önkormányzati Környezetvédelmi napok, KVIK. Budapest, 20–22/02/2002.*
- KUTI L., TÓTH T. 2002: A talajvíz jelentősége a sófelhalmozódásban a Nyírólapi–mintaterületen. — *Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztálya előadóülése, Budapest, 25/11/2002.*
- KUTI L., TÓTH T., ZÖLD A., SZENTPÉTERY I. 2002: Changes induced by the fluctuation of groundwater level in soil – parent material – groundwater system. — *17. World Congress of Soil Science, Bangkok, 14–21/08/2002, CD kötet.*
- KUTI L., KERÉK, B. 2002: The environmental and agrogeological evaluation of the sandy steppe at the Danube–Tisza Hilly Region, Hungary. — *Bulletin of the Fifth International Conference on the Geology of the Middle East, Kairo, Egypt, 20–21/01/2003.*
- LIEBE P., SCHAREK P., 2002: Beszámoló Magyarország fedetlen vagy 100 m-nél kisebb vastagságú fedőképződményekkel fedett fő ivóvízadó, illetve karsztos képződményeinek elterjedése és a fedőképződmények védőképességének térképi ábrázolása 1:100 000 méretarányban és digitális formában. c. téma eredményéről. — *Magyar Hidrológiai Társaság, Budapest, 19/02/2002.*
- MAGYARI Á. 2002: Negyedidőszaki szerkezetek a Somogyi-dombságban. — *MTA Földtani Bizottságának ülése, Budapest, 24/04/2002.*
- MAGYARI Á. 2002: Paleoszeizmikus jelenségek nyomai hazai negyedidőszaki rétegekben: egyes krioturbációs jelenségek kritikai felülvizsgálata. — *Magyar Állami Földtani Intézet, Tudományos Tanácsa, tudományos főmunkatársi kinevezési előadás, Budapest, 15/05/2002.*
- MAGYARI Á., MUSITZ B., CSONTOS L. 2002: Neotektonikai megfigyelések a Somogyi-dombságban. — *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Bányászati–Kohászati–Földtani Konferencia, Menyháza, 5–7/04/2002, Abstracts, p. 77.*
- MAGYARI Á., NÁDOR A., KERCSMÁR ZS., FARKAS-BULLA J., DUDKO A. 2002: Holocene river dynamic changes in the Körös Basin (E-Pannonian Basin): from uplift to subsidence.

- FLAG Biennial Meeting, France, Clermont Ferrand, 9–11/09/2002, Abstracts, p. 37.
- MAGYARI Á., VAN VLIET-LANOE, B., CSONTOS L. 2002: Paleoszeizmikus jelenségek hazai negyedidőszaki rétegekben. — *Magyarország Földrengésbiztonsága, Tudományos Konferencia, Győr, Széchenyi István Egyetem, 05/11/ 2002, Abstracts.*
- MARIA, D., DOBRE, V., POPOVICI, G., MIHNEA, I., KUTI L., KALMÁR J. 2002: Cercetări privind metodologia determinării poluării cu nutrienți pe terenuri săraturate din zona de vest a țării (Bazinul Crișurilor). — *Semicentenarul ISPIF, Sesiunea Științifică Aniversară, București*, pp. 225–232.
- MAROS GY. 2002: Tektonikai és Őskörnyezeti kutatások, működési jelentés a 2002. évről. — *Kézirat.*
- MAROS GY., SALLAY E., KOROKNAI B., PALOTÁS K. 2002: Ductile and brittle deformation of a Hercynian meta-granite in SW-Hungary. Transport and flow processes in shear zones. — *The Geological Society, Burlington House, London, 2–3/09/ 2002, Abstracts*, p. 54.
- MARTIN, U., AUER, A., NÉMETH, K., BREITKREUZ, C. 2002: Mio/Pliocene phreatomagmatic volcanism in the western part of the Pannonian Basin, Hungary. — *HIBSCH 2002 Symposium on Earth Sciences, Tepla near Trebenice – Usti nad Labem – Marianske Lazne, Ohre (Eger) Rift region, 3–8/06/2002. – Czech Republic Abstract Volume* p. 37.
- MARTIN, U., BREITKREUZ, C., NÉMETH, K. 2002: Pyroclastic rocks in thin section. — *Short course, Freiberg, Seminar Talks, 7–10/10/ 2002*, p. 18.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2002: Interaction between lava lakes and pyroclastic sequences in phreatomagmatic volcanoes: Haláp and Badacsony, Western Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002. — Geologica Carpathica 53 (spec. issue), CD-ROM.*
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2002: Interaction between lava lakes and pyroclastic sequences in phreatomagmatic volcanoes: Haláp and Badacsony, Western Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.*
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2002: Magma-wet sediment interaction in a crater lake of a tuff ring, developed in a pyroclastic mound dammed valley: Kissomlyó volcano (western Hungary). — *American Geophysical Union, Chapman Conference on “Explosive subaqueous volcanism”, Abstract Volume, University of Otago, Dunedin, New Zealand, 21–25/01/2002*, p. 37.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2002: Peperitic lava lake-fed intravent sills at Ság-hegy, western Hungary: a complex interaction of wet tephra ring and lava in a phreatomagmatic volcanic complex. — In: BREITKREUZ C., MOCK, A., PETFORD, N. (eds): *First International Workshop: Physical Geology of Subvolcanic Systems — Laccoliths, Sills, and Dykes (LASI), Freiberg, 12–14/10/ 2002.*
- MARTIN, U., NÉMETH, K., AUER, A., BREITKREUZ, C., CSILLAG, G. 2002: Depositional record of a Pliocene nested multivent maar complex at Fekete-hegy, Pannonian Basin, western Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.*
- MARTIN, U., NÉMETH, K., AUER, A., BREITKREUZ, CH., CSILLAG, G. 2002: Depositional record of a Pliocene nested multivent maar complex at Fekete hegy, Pannonian basin, Western Hungary — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002. — Geologica Carpathica 53 (spec. issue), CD-ROM.*
- MÁRTON E., FODOR L. 2002: A Dunántúli-középhegység mozgásai a harmadkorban a környezetében lévő tektonikai egységekhez képest: komplex paleomágneses és mikrotektonikai vizsgálatok. — *Geofizikai OTKA projektek III. seregszemléje, Magyar Geofizikusok Egyesülete rendezvénye, Budapest.*
- MÁRTON E., FODOR L. 2002: Harmadkori forgások és törésszerkezetek a Dunántúli-középhegységben. — *Magyarhoni Földtani Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002*, p. 9.
- MÁRTON, E., FODOR, L., JELEN, B., MÁRTON, P., RIFELJ, H., KEVRIÆ, R. 2002: Post-Miocene CCW rotation in Slovenia North of the Periadriatic Fault System: integrated paleomagnetic and microtectonic study. — *European Geophysical Society XXVII General Assembly, Nizza, Franciaország. — Geophysical Research Abstracts 4.*
- MINDSZENTY A., FODOR L. 2002: A Gánti Bauxit felhalmozódásának tektonosedimentológiai értelmezése. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002*, p. 23.
- MÜLLER T. 2002: Az informatika és az internet használatának jelentősége az önkormányzati területen. — *XIII. Országos Környezetvédelmi Információs Konferencia, KVIK. Balatonboglár, 11–13/09/2002.*
- MÜLLER T., KALMÁR J., SZENDREINÉ KÖREN E., SZALAI S. 2002: Eger környéki barna erdőtalajok vízgazdálkodását befolyásoló ásványai. — *Beszámoló az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság Bányászat, Kohászat, Földtan II. Konferenciáján bemutatott előadásokról, Csiksomlyó, Kolozsvár, 5–8/04/2001*, pp. 105–112.
- NÁDOR A. 2002: A negyedidőszak kutatás aktuális kérdései. — *ELTE Bolyai Klub, Budapest, 03/2002.*
- NÁDOR A. 2002: Az Alföld negyedidőszaki képződményeinek földtana. — *ELTE Természetföldrajzi Tanszék, „A negyedidőszaki képződmények társadalmi jelentősége” spec. koll. Anyaga, Budapest, 11/ 2002.*
- NÁDOR A., MAGYARI Á. 2002: A Körösök késő-negyedidőszaki vízhalózat fejlődése. — *MTA Földtani Bizottság, 11/2002.*
- NÁDOR A., MAGYARI Á. [et al.] 2002: Climatic change and its environmental impacts in the Great Hungarian Plain. — *GE-MOTION Proposal Preparation Meeting, ELTE, Budapest, 17–19/10/2002.*
- NÁDOR A., MAGYARI Á., KERCSMÁR ZS., THAMÓ-BOZSÓ E., DUDKO, A. 2002: Tectonic control on drainage pattern development in the Körös Basin (E-Pannonian Basin): from uplift to subsidence. — *IGCP 449 (Global Correlation of Late Cenozoic fluvial deposits) 3rd International Meeting, Agadir, Morocco, 13–17/12/ 2002, Abstracts*, p. 15.
- NAGY N. M., FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P., KÓNYA J. 2002: The adsorption of caesium-137 on clay rocks from the Carpathian Basin. — *14th Radiochemical Conference, Marianske Lasne, Abstract.*, p. 87.
- NÉMETH K. 2002: A dél Csendes-óceán Neogén vulkanizmusa. Világjáró Geológusok. — *Előadássorozat, Miskolci Egyetem, Teleptan Tanszék, 27/09/2002*
- NÉMETH K. 2002: A Föld belső erőinek vizsgálata az őskörnyezet és a vulkáni katasztrófa-elhárítás szemszögéből. — *Környezetföldtani PhD kurzus előadássorozata, Soproni Egyetem, 13/11/2002.*

- NÉMETH, K. 2002: Physical volcanology of a flood basalt related volcanic field in Central Libya. — *Technische Universität Bergakademie Freiberg, Seminar Talks of the Institute für Geologie, 11/12/2002*.
- NÉMETH, K., CSILLAG, G. MARTIN, U 2002: Reconstruction of Mio/Pliocene landscape evolution in the western Pannonian Basin based on erosion remnants of monogenetic volcanic fields. — *Workshop on Neotectonics and Landscape Evolution of the Pannonian Basin Budapest, 27–31/08/2002*.
- NÉMETH, K., CSILLAG, G. MARTIN, U. 2002: Pliocene crater lake deposits and soft-sediment deformation structures associated with a phreatomagmatic volcano: Pula maar, western Hungary — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002*. — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), pp. 41–43.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. 2002: Pyroclastic and reworked volcanoclastic sediments preserved in the depositional record of erosional remnants of tuff rings in western Hungary. — *Abstract Volume of the 7th International Alginite Symposium, Salgóhány—Losonc (Lucenec), Slovak Republic, 19–21/09/2002*, pp. 81–82.
- NÉMETH, K., MARTIN, U., CSILLAG, G. 2002: Erosion rate calculation based on eroded monogenetic alkaline basaltic volcanoes of the Mio/Pliocene Bakony – Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. — *HIBSCH 2002 Symposium on Earth Sciences, Tepla near Trebenice – Usti nad Labem – Marianske Lazne, Ohre (Eger), 3–8/06/2002. Rift region*.
- NÉMETH, K., SUWESI, KH. S., PEREGI, ZS., GULÁCSI, Z., UJSZÁSZI, J. 2002: Plio/Pleistocene scoria and spatter cones, rootless lava flows, and pit craters of violent Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian-style explosive eruptions associated with an alkaline basaltic intracontinental fissure eruption, Al Haruj Al Abiyad, central Libya. — *HIBSCH 2002 Symposium on Earth Sciences, Tepla near Trebenice – Usti nad Labem – Marianske Lazne, Ohre (Eger), 3–8/06/2002, Rift region*.
- PÁLFALVI S., KERCSMÁR Zs. 2002: Eocén sekélytengeri környezetek karbonátos mikrofáciái a Vértesben. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002*, p. 13.
- PAPP P. 2002: Erdély adta a Kárpát-medencének (Csíky Gábor: 1915, Segesvár–2001, Budapest, Rákoskert). — *Koch–Szentpétery Emlékkonferencia, Kolozsvár, 15–16/02/2002*, p. 26.
- PAPP P. 2002: Két Kolozsvári székfoglaló (Párhuzamok Apáczai Csere János és Koch Antal tanévnyitó beszédében). — *Koch–Szentpétery Emlékkonferencia, Kolozsvár, 15–16/02/2002*, p. 25.
- PELIKÁN P. (szerk.) 2002: *A Bükk hegység földtani térképe, 1:100 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- PEREGI (ed.) 2002: Geological map of Libya, sheet NG 33–08, in scale 1:250,000. — *Kézirat, MÁFI, ER-Petro (Budapest), and IRC (Tadjura, Libya)*.
- PEREGI ZS., KÖRÖSI L. 2002: Felső-kréta forráskúpok a Vértes hegységben. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002*, programfüzete.
- PÉRŐ, Cs., KOVÁCS, S., LESS, Gy., FODOR, L. 2002: Tectonic setting of the Triassic “Hallstatt” (s.l.) facies in NE Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002*. — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), pp. 24–25.
- PIROS, O. 2002 (ed): STS/IGCP 467 field meeting. — *Abstract Book of the STS/IGCP 467 field meeting. Veszprém, Hungary, 5–8 September, 2002. 86 p.*
- PIROS, O., PAVLIK, W., BRYDA, G., KRYSZYN, L., MOSER, M. and KREUSS, O. 2002: The Anisian–Carnian dasycladacean biostratigraphy and an attempt for platform and basin correlation. — In: PIROS, O. 2002 (ed): STS/IGCP 467 field meeting. *Abstract Book of the STS/IGCP 467 field meeting. Veszprém, Hungary, 5–8 September, 2002. pp. 56–58.*
- PRÓNAY, ZS., CSERNY, T. and TÖRÖS, E. 2002: Environmental seismic measurements on inland waters. — *Proceedings of the VIIIth Conference of the EEGS-European Section, Aveiro (Portugalia), 9–12/09/2002. CD-ROM*.
- RÓTH L. 2002: Digitális domborzat modellezés. — *GISOPEN, Székesfehérvár, 03/2002*.
- RÓTH L. 2002: Vízgyűjtő jellemzés és modellezés. — *GISDay, Székesfehérvár, 20/11/2002*.
- SÁSDI L. 2002: A Pilis hegység karsztjának fejlődéstörténete. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002*, p. 14.
- SÁSDI L. 2002: Gázbuborékok szerepe a barlangok kialakításában. — *Barlangkutatók Szakmai Találkozója, Esztergom, 9–11/11/2001*. — Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat alkalmi kiadványa., pp. 63–77.
- SCHAREK P. 2002: A mérnökgeológiai térképezés fő módszerei és helyszínei. — *Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 28/01/2002*.
- SCHAREK, P. and PENTELENYI, A. 2002: Environmental Geological Studies in Vas County, West Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, 3/09/2002*, poszter.
- SCHAREK, P. and PENTELENYI, A., 2002: Environmental Geological Studies in Vas County, West Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002*. — *Geologica Carpathica* 53 (special issue), pp. 222–224.
- SCHAREK, P. and TULLNER, T. 2002: Engineering geological mapping in Hungary and GIS solutions. — *9th Congress of the Int. Ass. for Eng. Geol. and the Env. (IAEG), Durban, South Africa*, pp. 197 + CD.
- SELMECZI I., BOHNÉ HAVAS M., SZEGŐ É., LELKES Gy. 2002: A devccser-nyirádi alsó-badeni makro-, mikrofauna és mikrofácies vizsgálata. — *5. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Pásztó, 3–5/05/2002, Pásztó, Abstracts*, pp. 28–29.
- SELMECZI, I. and BOHN-HAVAS, M., SZEGŐ É. 2002: Prepannonian miocene of the Tapolca basin (Balaton highland) and its vicinity. Litho- and biostratigraphy. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002*. — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), CD-ROM.
- SELMECZI, I., BOHN-HAVAS, M., SZEGŐ É. 2002: Prepannonian Miocene of the Tapolca Basin (Balaton Highland) and its Vicinity. Litho- and Biostratigraphy — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002*.
- SERES-HARTAI, É., NAGY, G., KOVÁCS-PÁLFFY, P. 2002: Augelite first occurrence in the Carpathians. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002*. — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), CD-ROM.
- SOLT P., DETRE H. Cs., BRAUN T., DON Gy. 2002: New P/Tr interstellar spherule occurrences in the Bükk Mts. — *IX.*

- International Conference on Moldavites, Tektites and Impact Glasses, Frantisokovy Lázně, Abstracts, 23–29/09/2002.*
- SZEGŐ, É. and SELMECZI, I. 2002: Foraminifera biozonation of the prepannonian miocene sediments of Zala basin, SW Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.* — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), CD-ROM.
- SZTANÓ O., MAGYAR I., MÜLLER P., LANTOS M., MAGYARI Á., BABINSZKI E. 2002: Tempestites and trace fossils in Lake Pannon, Late Miocene, Hungary. — *16th International Sedimentological Congress, Rau, South Africa, Abstracts*, pp. 360–361.
- SZTANÓ O., SELMECZI I., KROLOPP E., CSILLAG G., BUDAI T. 2002: Folyóvízi üledécciklusok az oroszlányi Dobai-külfejtés pleisztocénjében. — *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlés, Bodajk, 27–29/06/2002*, pp. 5–6.
- SZTANÓ O., TÓTH T., MAGYARI O., MAGYARI Á., HORVÁTH F. 2002: Alluvial architecture from ultra-high resolution single-channel survey of the meandering Tisza river, Pannonian Basin, Hungary. — *16th International Sedimentological Congress, Rau, South Africa, Abstracts*, pp. 357–358.
- THAMÓ-BOZSÓ E., JUHÁSZ GY. 2002: Mineral composition of Upper Miocene – Pliocene (Pannonian s.l.) sands and sandstones in the different sedimentary sub-basins in Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.* — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), CD-ROM.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2002: A pannóniai mélymedencék beszálítási irányaira vonatkozó kutatási eredményei. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.*
- TÓTH T., KUTI L., SZENTPÉTERY I., ZÖLD A.: Hortobágyi szikes gyepek talaj-sótartalmának váltakozása: a talajvíz jelentősége és a térképezés lehetőségei. — *Poszter. Talajtani vándorgyűlés, Mátraháza 15–17/05/2002, poszter.*
- TÓTH T., KABOS L., PÁSZTOR L., KUTI L. 2002: Statistical prediction of the presence of salt-affected soils by using digitalized hydrogeological maps. — *Arid Land Research and Management* 16, pp. 55–68. IF 0,274.
- TÓTH T., KUTI L. 2002: A talaj sótartalom-változás tényezői a kiskunsági Apajon. — *Talaj és környezet, A DE Agrártudományi Centrum MgTK valamint az MTA Talajtani és Agrokémiai Bizottsága által rendezett tudományos ülés kiadványa, Debrecen, 11/06/2002*, pp. 106–115.
- TÓTH, T. and KUTI, L. 2002: Long-term abiotic/biotic effects of the dropping groundwater level and the salt-affected and sandy regions of Danube-Tisza Interfluvium of Hungary. — *3rd European Conference on Restoration Ecology. "Challenges of the new millennium, — our joint responsibility"*, Budapest, 25–31/08/2002. *Abstract*, pp. 182.
- TÓTH, T. and KUTI, L. 2002: Spatio-temporal changes in soil salinity status in lowland areas with shallow groundwater. — *17. World Congress of Soil Science, Bangkok, 14–21/08/2002*, CD kötet.
- TYLER, G., BARTHA, A., BALLÓK, M., JAMES, D. 2002: Parameters and effects of operating a concomitant metals analyser (CMA) for both hydride forming and "normal" elements. — *ICP-OES Lecture on Eleventh Biennial Atomic Spectroscopy Symposium, Loughborough.*
- VELLEDITS, F., BLAU, J., PIROS, O., KOVÁCS, S., PÉRÓ, Cs., and DJERIC, N. 2002: A Unique Upper Anisian reef facies in the part of the Tethys: Baradla Cave, Aggtelek Karst (NE Hungary). — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 1–4/09/2002.* — *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), pp. 51–52.
- VICZIÁN I. 2002: Beszámoló a Török Agyagásványtani Társaság 2001. évi konferenciájáról. — *Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan-Geokémiai Szakosztály és Agyagásványtani Szakosztály, 14/01/2002.*
- VICZIÁN I.: Új, magyar vonatkozású nemzetközi ásványtani fogalom: az Árkai-index. — *Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtan-Geokémiai Szakosztály és Agyagásványtani Szakosztály, 11/11/2002.*
- VICZIÁN, I. 2002: Corrensit és illit-1Md Mecsek hegységi közepes-triász karbonátos kőzetekben (kivonat). — „A délkelet-dunántúli triász képződmények szedimentológiája” c. Magyarhoni Földtani Társulat konferencia, Pécs, 10/05/2002.
- VICZIÁN, I. 2002: Magyarország negyedidőszaki képződményeinek agyagásványai (összefoglalás). — *Koch-Szentpétery Emlékkonferencia, Kolozsvár, 15–16/02/2002*, p. 31.
- VICZIÁN, I. 2002: Occurrence of corrensit and illite-1Md in Middle Triassic carbonates, Mecsek Mts., S. Hungary (poster). — „A délkelet-dunántúli triász képződmények szedimentológiája” c. Magyarhoni Földtani Társulat konferencia, Pécs, 10/05/2002.
- VINCZE L., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., GYURICZA GY. 2002: Környezetföldtani térképsorozat szerkesztési módszerének felhasználóbarát alternatívái és időszerezése. — *Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Bányászati-Kohászati-Földtani Konferencia, Menyháza, 5–7/04/2002.*

Térkép

- LESS GY., GYULÁCSI Z., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L. REZESSY A., SÁSDI L. 2002: *A Bükk földtani térképe, 1:50 000.* — Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.

A XX. század nagy magyar természettudósa,
Tasnádi Kubacska András,
a természettudományi múzeológia és ismeretterjesztés vezéralakja
100 esztendeje született

*A great Hungarian scientist of the 20th century András Tasnádi Kubacska
a leading personality of scientific museology and popularization was born 100 years ago*

KÁKAY-SZABÓ ORSOLYA

Magyar Állami Földtani Intézet
1143 Budapest, Stefánia út 14.

*„Nincs olyan múlt,
melyet visszavárnunk szabad,
de van az örök új,
mely a múlt kibővült elemeiből támad.
A vágynak állandóan teremtőnek kell lennie,
új jobb világot alkotnia”*

(Goethe)

Összefoglalás

Tasnádi Kubacska András (1902. 04. 28 – 1977. 03. 30) a föld- és ásványtani tudományok akadémiai doktora a természettudományi múzeológia és ismeretterjesztés vezéralakja.

Magyarországon a paleopatológia tudományának megteremtője. A tudománytörténeti gyűjtemények elindítója és fejlesztője. Negyvenhét tudományos, ismeretterjesztő és tudománytörténeti könyvét, magyar német, francia, orosz, cseh és litván nyelven adták ki. Nyolc könyve nívódíjas. A „Palaeopathologia” magyar és német nyelvű könyve, akadémia díjas. Könyvei mellett 258 publikációja jelent meg, külföldi és hazai folyóiratokban, újságokban.

Az 1960-as évektől a rádió és televízió tudományos és népszerűsítő műsorainak rendszeres előadója. Az Országos Természettudományi Múzeum főigazgatója és a magyar Nemzeti Múzeum alelnöke 1945–1949-ig. A Természettudományi Társulat első titkára 1942–46-ig, majd ügyvezető elnöke 1955–58-ig. A természetvédelem megalapítója, a Természetvédelmi Tanácsnak első megválasztott elnöke 1948-ban. A Magyarhoni Földtani Társulat első titkára 1946–48-ig, majd alelnöke 1954–56-ig. A Magyar Tudományos Akadémia Földtani Főbizottságának tagja és tervfelelőse több cikluson át 1957–73-ig. Az Orvostörténelmi Társaság tagja 1966–77-ig. A Nemzetközi Földtani Tudománytörténeti Társaság /INHIGEO/ első magyarországi képviselője 1970–1977-ig.

A XX. század kimagasló természettudósa egyetemes szemléletével megteremtette az új jövőbemutató természettudományos gondolkozást, melyet tovább adott a nagyközönségnek is művészi fokon, irodalmi stílusban mindenki számára érthetően, kiállítások, könyvek, cikkek rádió és televíziós előadások útján.

Abstract

András Tasnádi Kubacska (1902. 04. 28 – 1977. 03. 30) the doctor of the Hungarian Academy of Sciences in earth sciences and mineralogy was a leading personality of museology and popularization of science. It was he who established paleopathology in Hungary. Founder and promoter of collections in history of science. Author of 47 books on history of science and popularization of science which were also edited in german, french, russian, czech and lithuanian. Eight of these books were prize winners and his work “Palaeopathology” edited in hungarian and german won the prize of the Hungarian Academy of Sciences too. Besides his books he was the author of 258 papers in hungarian and ather journals. From 1960 he was regular participant of popularization in television and ather networks. General director of the Hungarian Museum of Natural History and vice directors of the Hungarian National Museum during the years 1945–1949. The first secretary of the Hungarian Society for Natural Sciences during the years 1942–46 and its acting president during 1955–58. The Founder of the council prolection of nature and its first president elect in 1948. First secretary of the Hungarian Geological Society during 1946–48 and later it vice president during 1954–56. Member of the Geological Commitee of the Hungarian Academy of Sciences and referee for planning during 1957–73. Member of the Society for the History of Medical Sciences during 1966–77. The first representative of Hungary in the International Society for History of Geology /INHIGEO/ during 1970–77.

An outstanding scientist of the 20th century, who with his universal mind created a future oriented scientific mentality, what he forwarded to the general public in an artistic and literary style, in a generally understandable way by means of exhibitions, books, papers and talks in television and radio networks.



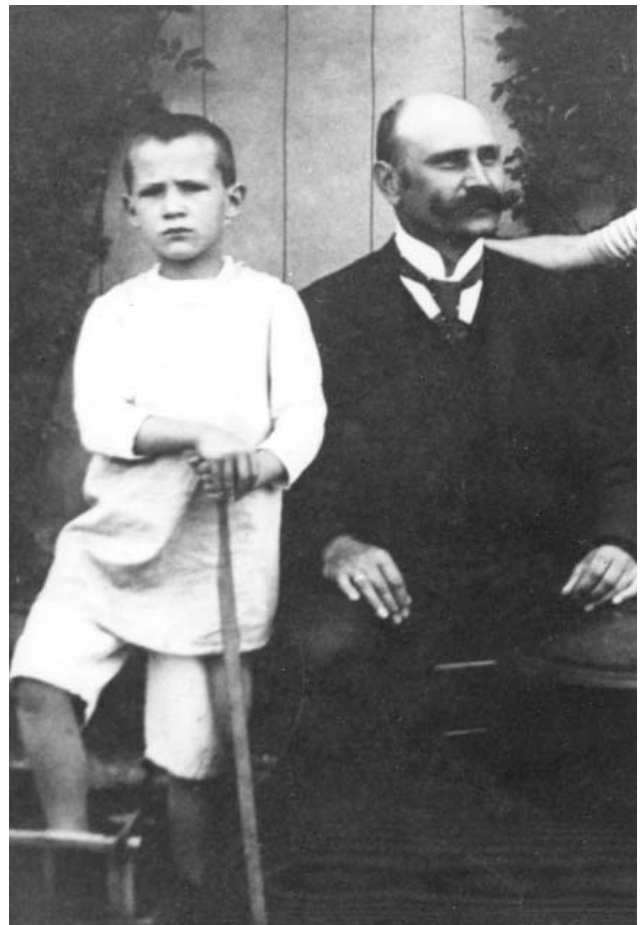
Tasnádi Kubacska András
(1902. 04. 28 – 1977. 03. 30)
András Tasnádi Kubacska
(28. 04. 1902 – 30. 03. 1977)

Tasnádi Kubacska András életében követte és megvalósította Goethe gondolatait. Mindig újat és jobbat akart. A múlt tudományos eredményeinek jövőbe mutató építőelemeit egyetemes szemléletű tudásával egybeötölvözve teremtette meg, az új, evolúción alapuló természettudományos gondolkozást úgy a tudomány művelésében, mint a természettudományi muzeológiában. A természet egy logikán működő folyamatait figyelte következetesen. Soha nem ment a téveszmék zsákutcájába. Munkásságának legfontosabb célja volt a természetet egységes mozgásában láttatni. Szellemi szűrőjén átengedte a helytelen megállapításokat, de mint a kincset fogta fel a múlt előre vivő tudományos eredményeit és gondolkozásmódját. Követte és építkezett rá. Amilyen nyitott szemmel járt a tudomány világában, olyan nyitott szívvel adta tovább ismereteinek gazdag tárházát. Mindenki számára érthetővé téve a szigorú törvények szerint harmonikus egységében működő örökmozgó természet fejlődési folyamatait, művészi köntösben, közérthető irodalmi stílusban, kiállításai, könyvei, cikkei, rádió- és televízió előadásai útján.

100 esztendővel ezelőtt, Budapesten 1902. április 28-án látta meg a napvilágot zuglói házukban Fellner Etelka és Kubacska Andrásnak, a Fasori Evangélikus Gimnázium neves természetrajz tanárának gyermekeként. Apja Nyíregyházáról származott. Szegény, paraszti sorsban élő csizmadia fia, akit a paraszti élet közelségében a természet szeretete ösztönözte arra, hogy Budapestre menjen az egyetemre tanulni természetrajz-földrajz szakon. Saját erejéből, tanításból tartotta fenn magát. Ezt a természet iránti szenvedélyes érdeklődést, a célért küzdő, szívós, fárad-

hatatlan, kitartó munkaszeretetet, örökölte édesapjától. Még nem ismeri a betűvetést, de édesapjával már boldog izgalommal járja a természetet (1. ábra). Erről így vall „Kalandozás az ősvilágban” című könyvében:

„Egy életen át az volt a szenvedélyem, hogy a természetet figyeltem. Gyermekkoromban apám volt ebben első tanítómesterem. Odahaza is, az iskolában is ő oktatott az ásványok, növények, állatok ismeretére és szeretetére. Tanítás után hazament zuglói öreg háza magányába, ahol a falakat könyvek borították. Órákon át elmerülve olvasott vagy szívesen lapozgatta és magyarázta térképeit. Magával vitt a szabadba. Ha vadászott, ha gyűjtőúton járt, mindig vele voltam. Lassan rájöttem a helyes megfigyelés örömeire, a jó következtetések önbizalmat adó mámorára. Ráeszméltem, hogy tanácsai megkönnyítik az utat. Szava kincs. Nem voltam rabszolgája, akit szigorú szellemi felügyelet alatt tart. Megtanított a magam szemével látni és a magam eszével gondolkodni. Naponta így teremtett új világot körülöttem. Észrevétette velem az egyedüli helyeset, magát az élő, alakuló természetet, a valóságot. A bámulatos változatosságban felhalmozott tények között kezdtem gyermek fővel is észrevenni tudásom fogyatékoságát. Megismertem a tudományos pontosságra való törekvés szükségességét. Fialat képzeletem lendületével kerestem a természet igazi arcát. Több volt ugyan a küzdelem, mindig



1. ábra. Tasnádi Kubacska András gyermekkorában édesapjával
Figure 1. András Tasnádi Kubacska as a child with his father

újabb szakadékok nyíltak meg lábam előtt, de folyton fokozódó volt a vágy az ismeretlen fogalmak tisztázására, a győzelemre. A gyermek ezzel az átmenettel érett férfivé.”

Ilyen szellemi érettséggel fejezi be a gimnáziumot 1920-ban a Fasori Evangélikus Gimnáziumban és kezdi el egyetemi tanulmányait a Budapesti Pázmány Péter Tudományegyetemen, a Bölcsész Karon, Természettudományi szakon. Az egyetemen lehetetlent nem ismerő szenvedéllyel habzsolja magába a tudást. Minden érdekli. Folyamatosan képezi magát. Nemcsak a természettudományok, hanem az irodalom és a művészetek területén is. Harmadéves korában már tanársegéd a Budapesti Pázmány Péter Tudományegyetemen az Összehasonlító Bonctani-Szövetteni Intézetben. Majd a föld és élet fejlődéstörténetét kutatva átmege a Budapesti Királyi Magyar Tudományegyetem Közgazdaságtudományi Kar Közgazdaság-geológia Tanszékére, ifj. Lóczy Lajos professzor szellemi műhelyébe, mint díjtalan tanársegéd. Itt hét évig tanul, tanít, kutat, térképez, gyűjt, gyűjteményt kezel. Közben 1924-ben megszerzi diplomáját és 1926-ban doktorál őslénytan-, ásvány-, kőzettanból. A tanszéken végzett tudományos munkájáért állami ösztöndíjban részesül 1929-ben és 1930-ban. Két évre (1927–29) a bécsi egyetemre megy a világhírű őslénytan professzor Othenio Abel intézetébe tanulni. Ez a két év irányt szab egész életének. Itt ismerkedik meg a regényes életű Nopcsa Ferencel, a világhírű paleontológussal, az őshüllők és ősmadarak lángeszű tudósával. Egy életre barátságot köt vele. Hosszú délutánokat beszélgetnek át tudományos felfedezéseiről, az őshüllők életéről, fejlődésük, életmódjuk csontmaradványaikon mutatkozó nyomairól, valamint az őshüllők maradványai után céltudatosan kutató erdélyi, albániai gyűjtőútjairól, politikusi tevékenységéről. Gazdag, regénybe illő életútját hűen tükröző naplóját Nopcsa átadta neki tanulmányozásra. Ezek alapján írta meg „Báró Nopcsa Ferenc kalandos élete” című könyvét. Nopcsa világos, a természet törvényeire építkező logikája beleivódott természettudományos gondolkozásába.

Othenio Abel mellett dolgozva döntötte el, hogy a kihalt ősszállatok betegségeit kutassa és Magyarországon elsőként, az amerikai Moodie által elindított új tudományval, a paleopatológiával foglalkozzon. Ezért megy a bécsi Haberdá törvényszéki orvos professzor intézetébe is, hogy tanulmányozza a csontokon látható betegségek nyomait. Majd idehaza bővíti ismereteit a különféle betegségekről Raitsics Emilnél az Állatorvosi Főiskolán és Beöthy Konrád pécsi orvos professzornál. Három évtizeden át céltudatosan alaposan vizsgálta, főként a magyarországi ősszállat maradványokon, röntgen- és szövettani módszerek alkalmazásával, az egykori betegségek nyomait. Kutatási eredményeit a „Palaeopathologia” című magyar és német nyelvű könyvében összegzi, amelynek alapján a föld- és ásványtani tudományok akadémiai doktora lett 1960-ban. Könyveit akadémiai díjjal tüntették ki. Nemzetközi hírnév munkájával Magyarországon új tudományágat, a paleopatológiát teremtette meg, a biológia, őslénytan és patológia határterületén. Az alapozó amerikai Moodie munkájának

közvetlen továbbfejlesztésével, önálló kutatási eredményei alapján, világviszonylatban egyedülálló módon, átfogó ökológiai szintézist adott, az ősszállatok betegségeiről.

Bécsi tanulmányai alatt 1928-ban részt vett a Magyarországon tartott híres nemzetközi paleontológiai kongresszuson, amelyen a világ legnevesebb paleontológusai vettek részt. Erre a jeles eseményre a közoktatásügyi miniszter megbízásából a magyar gerinces paleontológia irodalmáról írta meg első könyvét, amelyhez az előszót Nopcsa Ferenc írta. A kongresszus egyik fő programjaként először járt az ezidőtől híressé vált ipolytarnóci lábnyomos homokkő területén. A 25 millió éves miocén kori ősszállat tudományos feldolgozását több évtizeden keresztül, az 1930-as évektől az 1960-as évek végéig kisebb-nagyobb megszakításokkal végezte. A terület megóvásáért, egész életén keresztül varázslatos energiával, lehetetlent nem ismerve, kitartóan küzdött a folyamatos nehézségek ellenére. Küzdelme nem volt hiábavaló. Életében ugyan csak a tervek készültek el a lábnyomos terület védelmét szolgáló épületről, de halála után nem sokkal felépült a lábnyomok felett az épület, mely nemcsak Nógrád megye és Magyarország, hanem a világ egyedüli megkövesedett ősszállatának látványos földtani dokumentuma.

Amennyire vonzódott a természethez, ugyan olyan örömmel volt az emberek között. A külföldi és hazai tudományos társaságokban gyümölcsöző kapcsolatokat teremtett, amelyet gazdag levelezése tükröz. Az írók, művészek, tudósok szellemi közegében folyamatosan szívta magába a gazdag, emberi alkotószellem szépre és jóra érzékeny egyetemes gondolkozását. Így találkozott Lambrecht Kálmánnal, a világhírű paleontológussal, a kihalt madarak egyik legelismertebb szakemberével, néprajztudóssal, az ismeretterjesztés úttörőjével, a természetet ma is látványosan népszerűsítő mindenki által kedvelt Búvár folyóirat alapítójával. A rövid életű, hatalmas értékű munkásságot hátrahagyott Lambrecht volt szellemi vezetője. Apja után a legnagyobb tanító mestere. Aki Herman Ottó neveltje és mindazoknak a XVIII. és XIX. századi forradalmi szellemű természettudósoknak a tisztelője és követője, mint Kitaibel Pál, Petényi Salamon, Szabó József, Herman Ottó, Böck János, Lóczy Lajos, Nopcsa Ferenc, akik egységben kutatták a természetet és egész életüket önzetlenül a tudomány szolgálatába állították. Ők a természettudomány fejlődését előrevivő tudományos lánc gyöngyszemei. A tudomány stafétabotját átadó tudósai, akiknek szellemiségére építkezhetett a következő nemzedék, mint Lambrecht Kálmán és tőle a stafétabotot átvevő Tasnádi Kubacska András. Eredményeik ma is építik a természettudomány és a kultúra egyre táguló világát. Mindig a valóságot látó, a jelenségeket összefüggéseiben szemlélő, egyetemes értékekre építő, előre mutató életük munkájával.

A magas szintű szellemi műhelyekben érlelődött tudása birtokában, 1931 derekán a Magyar Nemzeti Múzeum szervezeti egységébe tartozó Országos Természettudományi Múzeum Ásvány- Őslénytárába I. osztályú segédtisztnek nevezi ki Klebelsberg Kunó Vallás-

és Közoktatásügyi Miniszter a gazdasági válság kinevezési zárlata után elsőként. Ez időben Pécs környékén még geológiai felvételeket is végez a Magyar Királyi Földtani Intézet igazgatójának, Böck Hugó megbízására.

Múzeumi feladata volt újjászervezni a közel 130 éves rendezetlen őslénytani gyűjteményt, hogy ne csak értékes tárgyak raktára legyen, hanem a kutatás és az ismeretterjesztés leghatékonyabb intézménye legyen. Fölötteseivel örök vitába kellett állnia, hogy kiveredje, a régi elavult rendszerrel való szakítást. A Múzeum legfontosabb értékének, nevelő hatását tartotta. Azt vallotta: *„A nevelőképesség próbaköve a kiállítás. Annyit ér, amennyit a jelennek nyújtani tud. Híd, amelyen nemzedékek jutnak át a jövőbe, és az elmúlt élet értékeit mentik át az újabb tudnivágyóknak és alkotóknak.”* Két év alatt rendezte a teljesen elhanyagolt őslénytani gyűjteményt. Majd a látványos őslénytani leletekkel, mint a legbeszédesebb földtani bizonyítékokkal alátámasztva és dokumentálva, sikerült fejlődéstörténeti alapon felállítania Magyarországon elsőként, a „Föld és az élővilág fejlődéstörténete” című modern, népszerűsítő, nagy érdeklődést és elismerést kiváltó kiállítást.

Ezt kifinomult művészi érzékkel, széles ívű szaktudással, újszerű kiállítástechnikával, nagyszerű szervezőkészséggel, a legkiválóbb szakemberek, művészek és preparátorok bevonásával, ifjú lendülettel hozta létre, 1935 és 1943 között, folyamatosan építve és egységről egységre megnyitva a nagyközönség számára. Magyarországon a természettudományi kiállítások történetében új korszakot nyitott meg. Ez az első úttörő szellemű, művészi fokon kivitelezett kiállítás, amelyben a Föld és az élet fejlődésének folyamatait mindenki számára érthető összefüggéseiben mutatja be látványos ásvány-, kőzet- és őslénytani dokumentumokkal, fejlődéstörténeti sorrendben. A leletek minden egyes darabját közérthető magyarázatokkal ellátva, művészi ábrák, rekonstrukciós rajzok, festmények és szobrok segítségével, a rekonstruált ősi ökológiai környezetükben tárta a nagyközönség elé (2. ábra). Ezzel forradalmi változást hozott és új iskolát teremtett a magyar természettudományi múzeológiában. A kiállításhoz szükséges pénzt, állami támogatás hiányában, közadakozásból, társadalmi úton gyűjtötte össze, mivel a történelmi idők egén már fokozatosan gyülekezni kezdtek a vészjósló viharfelhők. Közben a vallás- és közoktatási miniszter 1938-ban az Ásvány- és Őslénytárat különválasztotta Ásvány-Kőzettárra és Földtan-Őslénytárra. Az utóbbi igazgatásával bízták meg. A tárat négy év alatt teljesen újjászervezte. Tizenkét főből álló kiállító csoportot hozott létre. A legjobb szakembereket gyűjtötte maga köré. Létrehozta a tár könyvtárát, amelynek törzsanyaga saját több ezer kötetes könyvtárának adományából állt össze. Időközben 1940 végén Koch Sándor a magyar mineralógia kimagasló tudós minerofil professzora megvált a Magyar Nemzeti Múzeum elnöki tanácsos és az Országos Természettudományi Múzeum I. osztályú múzeumi őr vezetői posztjaitól és a szegedi Ásványtani Tanszék vezetését vállalta el. Ekkor ezekre a megüresedett posz-

tokra, 1941 elején Tasnádi Kubacska Andrást nevezték ki. A Magyarországon végigsöprő II. világháború vihar előtti csendjében még elkészítette az evolúció alapján először szemléltetett „Fajok eredete és az ember származása” című kiállítást és a „Nagy magyar természettudósok” életútját bemutató tárlatot, amelyekkel meggyőző erővel hívja fel a figyelmét a nagyközönségnek a fejlődéstörténeti alapon nyugvó helyes természettudományos gondolkodásra. A lendületes alkotómunkát azonban a II. világháború hirtelen megszakította.

Tasnádi Kubacska András elvülhetetlen érdeme, hogy Pest ostromának kegyetlen napjai alatt a Magyar Nemzeti Múzeum szigetként sértetlenül vészelhette át a háborút. Mint a Magyar Nemzeti Múzeum elnöki tanácsosa, a védelem zseniális megszervezésével, emberfeletti, bátor, lehetetlent nem ismerő varázslatos személyes helytállásával, az ország neki köszönheti, hogy a Magyar Nemzeti Múzeum nagy értékű évszázados gyűjteményei, kultúrkinccsei, a Széchenyi Könyvtár teljes állománya és a múzeum épületei maradéktalanul megőrződhettek. Erről az időszakról így számolt be:

„1944 végén és 1945 elején minden igyekezetemmel azon voltam, hogy a Magyar Nemzeti Múzeum javait és személyzetét megmentssem. A magaméból élelmeztem hónapokon át az emberek tucatját, akik a múzeum falai mögé menekültek. Gondoskodtam a múzeum vagyonának elrejtéséről, hogy maradjon pénz a tatarozásra és a segélyezésre. Életem kockáztatásával igyekeztem feltartóztatni és elhárítani a múzeum kert és az épület megszállását. Ez az utolsó napig sikerült is, ami alig mondható el egyetlen középületről is Pesten. Gondoskodtam a Magyar Nemzeti Múzeum keretében lévő valamennyi intézmény sorsáról és embereiről. Svéd védlevelet és francia segítséget szereztem múzeumainknak. Nem teljesítettem a nyilas kormánybiztos parancsát, hogy a múzeum értékeit szállíttassam el, s az így megmenekült anyag ma is sértetlenül van meg a múzeum épületében. Egyetlen célom volt a múzeum anyagát megmenteni, s ez sikerült is, a módról tanúskodhatik bárki, aki ebben az időben, az épületben teljesített szolgálatot.”

Nemcsak a tudomány művelésében mutatott példát, hanem emberségből és bátor kiállásból is. Védelmezte mindazokat a tudósokat, művészeket, akik hozzá menekültek az ostrom alatt oltalomért a Múzeum épületébe. Mindezt hatalmas bátorsággal és elsőpró meggyőződéssel tette. Az orosz katonákat meghátrálásra tudta bírni, amikor a Magyar Nemzeti Múzeum nagy kapujának betörésével el akarták foglalni az épületet. Ezen esemény után felkereste az akkori városparancsnokot, Csernüsov tábornokot, aki GPU őrséget rendelt ki a Múzeum őrzésére. A háború után, 1945 júliusában először az Országos Természettudományi Múzeum főigazgatójának nevezték ki, majd ez év novemberében a Magyar Nemzeti Múzeum alelnökének.

A háború nem törte le erejét, sőt megsokszorozódott energiával először a háborús romok eltakarításához kezdett. Erről így számolt be:



2. ábra. A kiállítás egy részlete. Kréta korú sárkánygyík csontlelet az állat reprodukált szobrával és öskörnyezetét megelevenítő művészi életképekkel

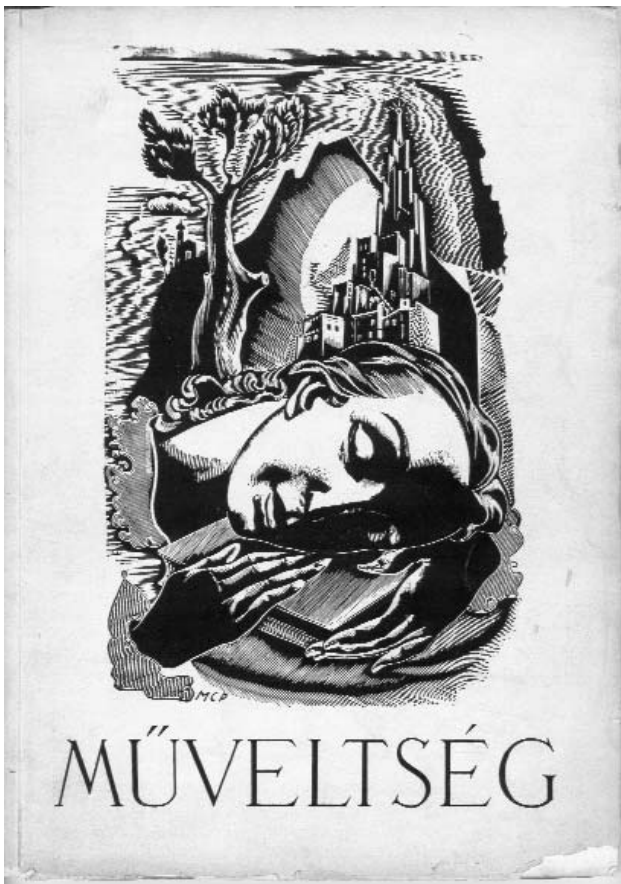
Figure 2. Part of the exhibition

„Embereimmel megértettem azt, hogy az igazgatók, a segédszemélyzet és az altisztek a tönkrement épületek és berendezések rendbehozatalára közös munkacsapatokat állítsanak, ahol a főigazgató ugyanúgy végzi a fizikai munkát, mint a csapat bármelyik munkás tagja. A munkaidő önkéntes elhatározásunkból reggel 8 órától délután 8 óráig, illetve télen 6 óráig tart. Az öregebb tisztviselőket és a nők egy részét könnyebb kapus szolgálatra rendeltem és így embereimmel sikerült két esztendő alatt a Természettudományi Múzeum területéről a romokat eltakarítani, magunk által húzott kocsikon a Cséri telepre

kiszállítani. A tetőket önkézüleg becserepezni, falakat húzni, üvegezni, a villamos vezetékeket bevezetni és valamennyi helyiséget kifesteni. Ez a munkát nem volt éppen kevés, mert a Természettudományi Múzeumnak négy épülete van, s egymagának annyi helyisége, mint három más főigazgatóságnak. Az utolsó két esztendőben rendbe hoztuk békebeli nivón felül a tudományos gyűjteményeket. Neki kezdtünk valamennyi kiállításunk teljesen újra rendezésének.”

A szó legnemesebb értelmében véve, igazi demokrata volt. Soha nem szenvedett rangkországban. Egenrangú fél-

nek tekintett mindenkit. Egyformán segített embertársain, rangra, korra, nemre való tekintet nélkül. Együtt dolgozott munkatársaival. A fizikai munkában is mindig élénjárt. A nemzeti kultúra előbbre vitelét szolgáló célok megvalósítását mindenek fölé helyezte. Egész életén át csak a magyar tudományt és kultúrát szolgálta. Közel négy éves főigazgatósága üstökösként ragyogott a Természettudományi Múzeum történetén, máig maradandó építőmunkát hagyva maga után. Lehetetlent nem ismerő hatalmas dinamizmussal, fergeteges sebességű követhetetlen munkatempóval teremtette újjá és fejlesztette a Természettudományi Múzeumot, a kort messze megelőző előremutató koncepciói alapján. Kiváló gazdasági érzékkel, önálló anyagi forrásokat teremtett a Természettudományi Múzeum újjászervezésére. Új kutatóintézeteket létesített. Az Embertani Tárat, hazai viszonylatban egyedül álló gyűjteményével, sejtkutató- és biológiai laboratóriumával. A Biológiai Intézetet, a közel 50 holdas vácrátóti park és a rajtalévő kúria épület megvásárlásával, ahová a háborús károkat szenvedett növénytári egységet helyezte. A sérült tároló szekrények helyett a növényeknek modern vasvázás növénytároló alumínium szekrényeket készíttetett. Létrehozta a Tudománytörténeti Gyűjteményt régi családi kézirat hagyatékok felvásárlásából, a Fotó Intézetet, a



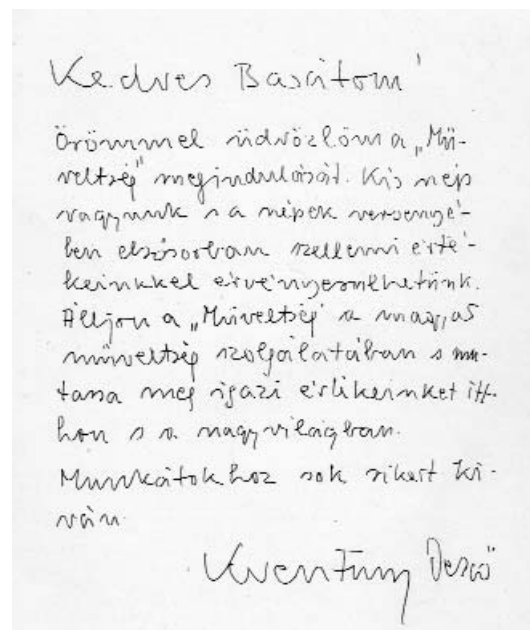
3. ábra. A „Műveltség” első számának címlapja Molnár C. Pál fametszetével, a tudomány és természet harmonikus világának mitologikus képábrázolása

Figure 3. Cover of the first issue of the “Erudition” with woodcut by Pál Molnár C.

Nyomda- és Kliséüzemet valamint a Sajtó Osztályt, modern felszereléssel, elsőrangú szakemberekkel az élükön. Ezzel biztosította a kiadványsorozat anyagi és technikai háttérét és azok önálló kiadását. A múzeumi monográfiák 5 hatalmas kötetét 1000-nél több táblával, életrajzok 3 nagy kötetét, az általa szerkesztett Annales különválasztott természettudományi számait, valamint az általa életre hívott „Műveltség” című folyóiratot, amely széles látókörű kultúrszellemének eszenciája. Minden egyes száma az egyetemes kultúra egy-egy színes palettája a szépirodalom, zene- és képzőművészet, történelem, társadalom-, orvos- és természettudomány gazdag világából. A legszínvonalasabb alkotó szellemek munkáinak egybefűzött kincsesára, amelyet mindenki számára közvetít, a lélek felüdítésére és az elme csiszolására (3. ábra). A mai napig a legmagasabb szintű művészi ismeretterjesztés csodája, tartalmában és kivitelezésében egyaránt. Az első szám Keresztury Dezső hozzá intézet levelének eredeti facsimile soraival indul (4. ábra):

„Kedves Barátom!

Örömmel üdvözlöm a „Műveltség” megindulását. Kis nép vagyunk s a népek versenyében elsősorban szellemi értékeinkkel érvényesülhetünk. Álljon a „Műveltség” a magyar műveltség szolgálatában s mutassa meg igazi értékeinket itthon s a nagyvilágban. Munkáitokhoz sok sikert kíván. Keresztury Dezső”



4. ábra. Keresztury Dezső Tasnádi Kubacska Andrásához írt levele a „Műveltség” folyóirat megindításának üdvözlésére

Figure 4. Congratulation letter of Dezső Keresztury to András Tasnádi Kubacska on starting of the journal “Erudition”

A mai napig érvényes sorok. Sajnos a történelmi események miatt csak hat füzet kiadása vállhatott valóra, amely maradandó vesztesége a magyar kultúránknak. Nagy hangsúlyt helyezett a szakkönyvtárak fejlesztésére is, amit kiemelt feladatként kezel, erről így írt:

„Felvirágoztattuk a szakkönyvtárainkat, amelyeknek együttes állománya 400 000 kötet. A legnagyobb szakkönyvtár tehát az egész ország területén. Évenként megjelent tudományos szakfolyóiratunk sok száz példányban küldjük szét külföldre. Négy év óta kiadványaink tömege messze felülmúlja azokat, amelyeket az előző időszakban a múzeum vezetősége 20 éven át adott ki”.

A gyűjtemények gyarapítására 1948-ban országos gyűjtési kampányt szervezett a különböző szakterületek részére. A természet védelemre is fokozott figyelmet szentelt. Madármegfigyelő expedíciókat indított a II. világháború okozta károk felderítésére, hogy a veszteségeket pótolni lehessen. Nagyszabású modern kiállítások létrehozását indította el. Az „Egysejtűektől az ízeltlábúakig” valamint az Európa hírű „Afrika élővilága” című kiállítást. Az utóbbihoz nagy értékű trófea- és állatbőr-gyűjteményeket vásárolt Kittenberger Kálmán és Széchenyi Zsigmond híres Afrika vadászoktól. A kiállító csoport művészei és preparátorai (5. ábra) Afrika egzotikus nagy vadait az elefántot, oroszlánt, zebrát, vad-



5. ábra. A kiállítócsoporthoz kiváló preparátorai (balról jobbra): Rajcsinész István, Öry Sándor, Kötél Antal és Fischer Sándor — a zebra és vaddisznós afrikai dioráma készítés közben

Figure 5. Excellent preparators of the exhibitorgroup at the African diorama

disznókat, antilopokat, gazellákat hazánkban első ízben dermoplasztikai szobrászati technológiával (6. ábra) keltették életre a nagyméretű diorámákban, ahol élőviláguk jellegzetes környezetébe helyezve tökéletesen megelevenedtek, amire Széchenyi Zsigmond azt mondta, hogy „még a levegőjük is afrikai” (7. és 8. ábra). A tudományosan hiteles és művészien magas színvonalú szobrokat Madarassy Valter, Szilágyi Margit, Istvánfy Hildegard és Szőke Lajos mintázták. A pasztell festményeket és a kiemelkedően szép rekonstrukciós freskókat Andor Lóránt festőművész, a művészi fotókat, a Fotó Osztály vezetője Homoki Nagy István készítette, a későbbi neves természetfilmek alkotója. Afrikának nemcsak az állatvilágát, hanem az ott élő néger bennszülöttek jellegzetes típusait is megelevenítették Madarassy Valternek egy néger dobost- és egy néger vadászt ábrázoló remekbeszabott szobrai. A kiállításnak szerves része volt



6. ábra. A Természettudományi Múzeum preparátor műhelyében az elefánt „életre keltése” dermoplasztikai technológiával

Figure 6. Preparation of the elephant with the dermoplastic technics in the workshop of the Hungarian Natural Science Museum



7. ábra. Elefántos dioráma

Figure 7. Diorama of the elephant



8. ábra. Oroszlánok diorámája

Figure 8. Diorama of the lion

egy könyvtárterem is, ahol a könyvek és albumok tanulmányozása során a látogatók mélyrehatóbban megismerkedhettek Afrika gazdag élővilágával, földrajzával, népeivel, művészetével. A két kiállítást 1949. augusztus 13-án egyszerre nyitották meg a nagyközönség számára. A fordulat évének nehéz korszakában, akkor, amikor a kiállítások létrehozóját Tasnádi Kubacska Andrást már fél éve, 1949. január 27-én azonnali hatállyal felfüggesztették főigazgatói állásából, azon koholt vádak alapján, hogy „*az ostrom alatt elmulasztotta az Eszterházy kincsek kiadásának megakadályozását és a felszabadulás után a kincsek felkutatásában nem tanúsított megfelelő érdeklődést.*”

Visszaminősítették múzeumi öröksésként az egykor általa újjászervezett Őslénytárba. Emberi nagysága itt mutatkozott meg igazán. Túllátott a történelmi eseményeken, az emberi gyarlóságok fölé emelkedett és folytatta a számára legfontosabbat, a tudomány művelését és szolgálatát. Elkészítette az új földtani, őslénytani és ásványtani állandó kiállítások modern tudományos szemléletű és technikájú forgatókönyveit, valamint egy fejlődéstani vándorkiállítás terveit azok számára akiknek nincs módjuk a városi múzeumokat felkeresni. Mindezek megvalósítását már utódai hívták életre, mivel 1949 decemberében kénytelen volt végleg megválni a Természettudományi Múzeumtól, az élete végéig legkedveltebb szakmai otthonától. A Természettudományi Múzeumból való távozása örök vesztesége a magyar közművelődésnek. Elmenetelének közvetlen oka, hogy ekkor Ortutay Gyula, az akkori Vallás- és Közoktatásügyi Miniszter kinevezte a Múzeumok és Műemlékek Országos Központjába a természettudományok múzeológusává. Itt 45 múzeum főfelügyeletét látta el 1950 október végéig. Ezt követően a Nehézipari Minisztérium 1950 novemberétől a Magyar Állami Földtani Intézet Múzeumának



9. ábra. A Magyar Állami Földtani Intézet Múzeumának tölgyfa tárolószekrényei

Figure 9. Oak storer cabinet of Museum of the Hungarian Geological Institute

vezetőjévé nevezte ki. Munkásságának második szakaszát 1973. november 29-i nyugdíjazásáig a patinás Földtani Intézet falai között töltötte. Feladata ismét az újjászervezés volt. A cél a régi kiállítás jellegű múzeum átalakítása szakgyűjteménnyé. Felállítja a rétegtani, ásvány-teleptani, közettani, növénytani és gerincespaleontológiai gyűjteményeket. Ebbe a rendszerbe rendezi át a nagy múltú, 1868-tól elindult önálló magyar földtani kutatásoknak felbecsülhetetlen értékű, de 1920 óta szinte magára hagyott Kárpát-medencei, valamint az 1950-es évektől folyamatosan gyűjtött ipari nyersanyagkutatás földtani dokumentumait. A gyűjtemény egységekre szervezte a szakembereket nevelt ki, akik rendezték, határozták, leltározták, faj és lelőhely szerint kartotékolták a gyűjtemény anyagait. A tárolásra alkalmatlanná vált régi vitrines szekrényekből az 1960-as évek elejétől, a Kőolaj- és Gázipari Tröszt vezérigazgatójára



10. ábra. A Földtani Intézet történetét bemutató kiállítási szekrény

Figure 10. Exhibition cabinets from history of the Hungarian Geological Institute

11. ábra. Rudabánya telep-
tanát bemutató kiállítási vit-
rin

Figure 11. Exhibition cabi-
net for ore deposits of the
Rudabánya



nak, Bese Vilmosnak támogatásával, 1969-re, a Földtani Intézet 100 éves jubileumára 350 db fiókos tölgyfa tárolószekrényekbe (9. ábra) került át a mintaszerűen rendezett több százézes gyűjtemény. A mai napig ebben a rendszerben működik és fejlődik, mely az ország legnagyobb és leg-egységesebb földtani szakgyűjteménye. A Magyar Állami Földtani Intézetben is rendez kiállításokat az Intézet folyosóin és nagytermében. Először az 1950-es években a „Dinamogeológia” témájú kiállítást, majd 1969-ben a Magyar Állami Földtani Intézet 100 éves jubileumára, az Intézet történetét (10. ábra), valamint Magyarország rétegtanát és ásvány-teleptanát (11. ábra) bemutató kiállításokat. Az utóbbihoz szükséges látványos anyagokat 1968-ban egy év alatt szerezte be, az ország akkori nagy kapacitással működő bányáiból rendszeres gyűjtőúttjai során (12. ábra). Ez idő alatti gyűjtőútjainak történetét a „Láthatatlan bánya” című könyvében összegezte. Az intézettörténeti és az ásvány-teleptani kiállítási vitrinek a mai napig láthatók az intézet folyosóin, immáron több mint három évtizede, amelyek híven dokumentálják a magyar és külföldi szakemberek számára a magyar földtan történetét és Magyarország mára már kitermelt ipari nyersanyag előfordulásait. Élete utolsó éveiben 1972-ben hozta létre a Földtani Intézet Tudománytörténeti Gyűjteményét, főként a Földtani Intézetben dolgozott geológusok hagyatékaiból, ami azóta jelentős tudománytörténeti archívummá gyarapodott.

Amennyire iskolateremtő mestere volt a természettudományi muzeológiának, olyan egyedülálló vezéralakja volt a tudományos ismeretterjesztésnek.

A Föld és az élővilág fejlődésének ősi korszakaiba nem csak kiállításával kalauzolta el a szakembereket és a nagyközönséget, hanem tudományos és ismeretterjesztő

könyveivel és cikkeivel is. Összesen 47 őslénytani, tudománytörténeti és ismeretterjesztő könyvét adták ki magyar, német, francia, olasz, orosz, cseh és litván nyelven. Nemzedékek nevelődtek fel a mindenki számára érthető, izgalmas, élvezetes irodalmi stílusban írt ismeretterjesztő könyvein.

Munkásságának első időszakában 1928–1945-ig hét könyve jelent meg. Elsőként a magyarországi gerinces paleontológia irodalmáról, Nopcsa Ferencről írt két életrajza, az őssálatokról szóló hiedelmek tudományos megfőjtéseinek lebilincselő módon való közreadása, mely egyben ismeretterjesztő írásainak egyik remeke. Tíz évig elhallgattatták. Írásai előtt 1955-ig zárva maradtak a kiadók ajta-



12. ábra. Gyűjtőúton
Rudabányán 1968-ban
(Bécsy László felvétele)

Figure 12. On the mineral
field-work at Ruda-
bánya in 1968 (photo:
László Bécsy)

jai az akkori kor gondolkozása miatt. Azonban 1955-től kezdve a kiadók újra ajtót nyitottak előtte. Ekkor megújult lendülettel tovább folytatta könyvei, cikkei írását. Ez időtől még 40 könyve jelent meg, melyek közül nyolcat nívódíjjal tüntettek ki. Minden egyes könyve a föld történetének egy-egy korszakára nyit ablakot és mutat rá a természet folyamatainak logikus összefüggéseire, a különböző sárkánymesék eredetére, a természetet kutató tudósok példamutató küzdelmes életére, a céltudatos növény-, rovar- és ásványgyűjtés fortéjainak elsajátítására, az ásványok gazdag világára, képződésük folyamataira. De szól a gyermekekhez is. A meséken keresztül észrevétlenül a gyermeki szívekbe lopja magát, láttatva a természet örök rendben működő bámulatra méltó világát. Mesél a vadonban élő állatok családi életének kedves epizódjairól. Arról a szeretetről, ahogy óvják, sőt amikor kell, önmaguk életét kockáztatva is védik és gyengéden nevelik utódaikat. Épp olyan bensőséges meghitt szeretettel, mint ahogy az ember óvja, gondozza gyermekeit. De mesél a hangyák céltudatos, szorgalmas, szigorú törvények szerint irányított közösségi munkálkodásáról is. A házkörűli állatok életéről, amelyeket személyes gyermekélményei motiváltak.

A könyvei mellett 1925-től 258 őslénytani, földtani, kultur- és tudománytörténeti cikke jelent meg folyamatosan, 41 különböző tudományos és ismeretterjesztő, magyar és külföldi folyóiratokban, heti- és napilapokban, gyakran folytatásos sorozatokban. Tudományos közleményei hazánkban, a Földtani Közönyben 1925-től, Barlangkutatásban 1926-tól, a szegedi Acta Biologicában 1928-tól, Geologica Hungaricában 1932-től, Annales Musei Nationalis Hungariciben és a Matematikai és Természettudományi Értesítőben 1934-től, valamint külföldön a Karst und Höhlenforschung-Berlin 1929-től, Palaeobiologica-Wien 1930-tól valamint a Paleontologische Zeitschrift-Jena 1936-tól folyamatosan kerültek kiadásra.

Ismeretterjesztő cikkei évtizedeken át rendszeresen jelentek meg a Természettudományi Közönyben 1929-től, a Búvárban 1935-től, az Élet és Tudományban 1955-től, az Orvostörténeti Közleményekben 1957-től amely lapoknál

szerkesztőbizottsági tag volt élete végéig. A tudomány és kultúra terjesztését írásain kívül, közkedvelt ismeretterjesztő rádióelőadás sorozataival, televíziós műsoraival is népszerűsítette.

A tudomány, a közművelődés előbbre vitelében és az ország természeti kincseinek védelmében sok közéleti tisztséget vállalt el, többnyire a legnehezebb történelmi időkben. A Természettudományi Társulat első titkára 1942–46-ig, majd ügyvezető elnöke 1955–58-ig. A Természetvédelmi Tanácsnak az első megválasztott elnöke 1948-ban. A Magyarhoni Földtani Társulat első titkára 1946–48-ig, majd alelnöke 1954–56-ig. A Magyar Tudományos Akadémia Földtani Főbizottságának tagja és tervfelelőse több cikluson át 1957–58, 1961–63, 1965–67 és az 1970–73-as években. Az Orvostörténelmi Társaság tagja 1966-tól. A Nemzetközi Földtani Tudománytörténeti Társaság (INHIGEO) első magyarországi képviselője 1970–1977-ig.

Élete végéig, 1977. március 30-án bekövetkezett haláláig szüntelenül dolgozott. Soha nem tette le a tollát. Gazdag szellemének szárnyalása újabb és újabb gondolatokat ébresztett benne, még akkor is, amikor megromlott látása miatt vakon írta le gondolatait. Kerek egész, örökösen a jóért, a jobbért kitartóan törekvő küzdelmes élete szolgálat volt. Lehetetlent nem ismerve folyamatosan dolgozott a nemzet kultúrájának felemeléséért és gazdagításáért valamint a tudomány előbbreviteléért és terjesztéséért. Életfilozófiáját a „Nagy magyar természettudósok” című könyvében így fogalmazta meg. *„Az elmúlt 200 év természettudományainak története egyúttal néhány bátor és makacs, jellemnek is a története. Bölcsen, nyugodtan, méltóságteljesen viselkedtek, s magasabbrendű tudományművelésbe vetett hitüknek köszönhetjük, hogy a haladás szelleme mindig megerősödve került ki a válságokból.”*

Ezt példázza Tasnádi Kubacska András gazdag, a múltat őrző, abból építkező, de mindig újat teremtő, az ismereteket mindenki számára összefüggéseiben láttató tudományos, ismeretterjesztő és közéleti munkássága.

Tasnádi Kubacska András, az ismeretterjesztő

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY

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

Mikor általános iskolás koromban egy osztálykirándulás keretében meglátogattuk a Nemzeti Múzeumot és az ott látható Afrika kiállítást, lenyűgözve szemléltem az addig soha nem látott hatalmas diorámákat és a valós környezetbe helyezett, élethűnek tűnő vadállatokat. A múzeum falai között kedvenc íróim, Kittenberger Kálmán és Széchenyi Zsigmond vadászkalandjainak világa elevenedett meg, kézzelfogható közelségbe került egy elérhetetlennek tűnő távoli kontinens természeti környezete, növény és állatvilága. Ez volt az első találkozásom — bár akkor ezt még nem tudtam — Tasnádi Kubacska Andrással, aki megálmodta és megrendezte az Afrika kiállítást. A következő, már személyes találkozás évekkal később a Földtani Intézet folyosóján történt, ahol öles léptekkel, lobogó fehér köpenyben száguldoztatott kíséretével, és a centenáriumi kiállítás valamelyik vitrinjének berendezésére adott mennydörgő hangon utasításokat. Ennek az emlékezetes kiállításnak egyes részei máig láthatók és látogathatók a Földtani Intézetben, bizonyítván az összeállítás szakszerűségének és esztétikumának időtállóságát.

A korábbiakban szép előadások foglalkoztak Tasnádi Kubacska András életművével, muzcológusi, kiállítás-szervezői tevékenységével, és egyik legjelentősebb munkájával, az ipolytarnóci lábnyomos homokkő feltárásával, melynek révén a magyarországi természetvédelem az Európa Diploma elnyerésével komoly nemzetközi elismertséget is szerzett. Bár mindez része annak a lankadatlan törekvésnek, hogy a tudomány eredményeiről közérthető formában hírt adjon a laikus közönségnek, a következőkben csak érintőlegesen foglalkozom vele. Ugyanígy, kellő személyes emlék és dokumentum hiányában nem fogom elemezni tudományt népszerűsítő előadásait, rádiós és televíziós szerepléseit.

Tasnádi Kubacska András a 20. század kimagasló magyar természettudósa, a kultúra és a természettudományok ismeretterjesztésének vezéralakja. Évtizedeken át

a Búvár 1935; az Élet és Tudomány 1955; Természettudományi Közöny 1961. és az Orvostörténeti Közlemények 1966. szerkesztőbizottsági tagja. Tudományos és ismeretterjesztő öslényntani, földtani, kultúr- és tudománytörténeti cikkei folyamatosan jelentek meg, gyakran folytatásos sorozatokban, magyar és külföldi folyóiratokban, napilapokban. A népszerű, ismeretterjesztő folyóiratok közül megemlítendő: A Természet (1927), a Természettudományi Közöny (1929), a Búvár (1935), a Tükör (1936), a Földgömb (1936), az Ifjúság és Élet (1937), az Élet és Tudomány (1955), az Élővilág (1957), a Természetjárás (1958), a Védett természeti ritkaságaink (1960), az Ifjúsági Magazin (1966), a Fiúk Évkönyve (1967), a Természet Világa (1969), a Delta (1971), a Veda a zivot (1958), a Wissen und Leben (1958), a Problemy (1958). Összesen 40 különböző folyóiratban 258 cikke jelent meg. Ismereteinek nagy tárházát művészi köntösben és irodalmi stílusban mindenki számára elérhetővé tette nemesak kiállításaiiban, könyveiben, cikkeiben hanem a nagyközönség által kedvelt népszerűsítő és tudományos rádió- és televízió előadásaiiban.

Egy nagy ívű pálya, hatalmas életmű egy szeletét bemutatni nem egyszerű feladat. Különösen nehéz arra vállalkozni, hogy egy tudományos életműből kiemeljük, elkülönítetten kezeljük a szigorú értelemben vett tudományos és a tudományt népszerűsítő tevékenységet. Nem is érzem erre hivatottnak magam, inkább idézném Czelnai Rudolf közelmúltban megjelent, ide vágó vélekedését erről a kérdéstről. „Aki a szintetizáló/ ismeretterjesztő munkát végzi, olyan hídon áll, amely a tudomány partját köti össze a tudományon kívüli világgal. Nem középen áll, hanem a laikus közönség oldalán. Nem a tudomány nyelvét használja, hanem a lehető legközérthetőbb nyelvet. Annak, ahogyan a mondani-valóját összeállítja, egészen más a logikája, mint a specialisták által megfogalmazott tudományos üzeneté.”

(CZELNAI 2002: p. 389) Ehhez hozzátennem azt, hogy nem helytálló sem rangsorolni, sem súlyozni az egyes tevékenységeket, fontosságukat keresve, mert mind a tudományos kutatásnak, mind a tudományos ismeretterjesztésnek megvan az önálló, de egymásra utalt létjogosultsága. A bevezetőben idézett emlékezetszilánkokkal arra kívántam utalni, hogy milyen maradandó, akár egyéni életpályákat meghatározó hatású lehet egy-egy, a közönség igényeit kielégítő alkotás, a színvonalas ismeretterjesztő tevékenység.

A hazai természettudományos ismeretterjesztésnek mélyben gyökerező hagyományai és nagy múltú intézményei vannak, elég ha csak a Bugát Pál alapította Természettudományi Társulatot említem, melynek első titkára (1842–1846), majd ügyvezető elnöke (1855–1858) volt. A 19. század második felében az ismeretterjesztés elsődleges célja a rohamosan fejlődő természettudományok jótékony hatásának megismertetése, és ezáltal a tudományos tevékenység támogatásának megalapozása volt. A 20. század folyamán felgyorsult a tudomány fejlődése — ennek a századnak derekára esik Tasnádi Kubacska András munkálkodásának ideje — ekkor születtek meg a tudomány legcsodálatosabb eredményei, és nyugodtan állíthatjuk, hogy a tudományos kutatás civilizációnk egyik mozgató erejévé vált. Az, hogy tényleges társadalmi mozgatóerővé válhasson a tudomány, eredményeinek be kellett épülnie mindennapi cselekedeteinkbe, a köztudatba, aminek legfontosabb eszközei az oktatás, ismeretterjesztés, az eredmények népszerűsítése.

Tasnádi Kubacska András szakírói munkásságának legjelentősebb részét a tudományt népszerűsítő írásai képezik. Az 1920-as évek második felében, legelső tudományos közléseivel párhuzamosan már publikál népszerűsítő folyóiratokban, „A Természet” és a „Természettudományi Közlöny” hasábjain. Közléseinek tárgyát az őselet tudományból meríti, ami nem csoda, mert ekkor végzi tanulmányait a bécsi Collegium Hungaricumban Othenio Abel világhírű őslénytani professzor keze alatt. Abellel való kapcsolata meghatározta őslénytani kutatásainak irányát, legszívesebben a letúnt földtörténeti korok életjelenségeivel, kihalt szervezetek életnyomainak, patológiai elváltozásainak vizsgálatával foglalkozott. Népszerűsítő cikkei évmilliókon átívelve valóságossá tették az ősvilági életet, kövesült csontdarabokról, mészváz töredékekről, lenyomatokról el tudta hitetni, hogy ezek egykor élő szervezetek részei voltak, és azt hogy ha megfelelő mélységig megismerjük azokat, még az egykori élet környezetéről is tudósítanak bennünket. A „Láncravert ősmaradványok”, az „Élet a borostyánkőerdőben”, a „Daganat a tengeri liliumon”, „Az elveszett kar története” hatásos, figyelemfelkeltő címek, melyek megragadják az olvasót és szinte észrevétlenül lesznek birtokosai alapvető geológiai, paleontológiai ismereteknek.

Nem csak a címválasztás technikája példamutató Tasnádi Kubacska írásában, hanem népszerűsítő műveinek bevezetése is. „Ha olvasok, különös élvezet számom-

ra, hogyan kezdődik a regény vagy novella. Az író, aki hasonlatokban és ötletekben gondolkodik, olvasóját a kezdő sorokkal is abba az illúzióba tudja ejteni, mintha ő maga sem tudná, hová indul mondatainak szövevényes útvesztője.” Írja egyik művében, majd így folytatja: „Szeretném a fejezet bevezető soraival nyomban megnyerni az olvasót. Ez tenné lehetővé az embernek, hogy nagyobb hatalmat nyerhessen fölötte. Nem valamiféle kaján írói önzésből, hanem gyakorlati szükségességből. Különösen akkor, ha a tárgy túlságosan mindennapi, sőt száraz, de a továbbiak megértéséhez és elsajátításához mégis feltétlenül beszélni kell róla.” (TASNÁDI KUBACSKA 1955: p. 13). A „Búvár” 1937. évi évfolyamában jelent meg „Az igazgyöngy” című írása, ennek szinte lírai szépségű kezdő soraival illusztrálnám a szerző előbb idézett törekvéseit: „Az indiai néphit azt tartja, hogy a gyöngy-kagyló titokzatos hajnalok pirkadásán fölszáll a tenger felszínére, széttárja teknőit, hogy harmatcsöpp hullhasson közjük. Ez a harmatcsöpp az igazgyöngy magva.” (TASNÁDI KUBACSKA 1937: p. 732). Ezt a bevezetést könnyed stílusú, tárgyyszerű, minden, a gyöngy keletkezésére, összetételére, előfordulására, halászatára vonatkozó szükséges ismeret leírása követi. Azt hiszem, mindannyian próbálkoztunk már ismeretterjesztő cikkek írásával és rádöbbsentünk, hogy milyen nehéz ez a műfaj. Nehéz, mert a jó ismeretterjesztő cikk olyan, mint a népdal. Egyszerű, egyértelmű és világos szerkezete van. Ehhez járul nyelvének tisztasága, a felesleges idegen szavak és szak kifejezések mellőzése.

Írásainak olvasmányos stílusa, egzotikumot, kalandokat ígérő témaválasztása hozzájárult ahhoz, hogy számos könyve jelent meg ifjúsági könyvkiadónál. Könyveivel titokzatos ősvilágokba, óriás állatszörnyetek közé vezette olvasóit. A „Kalandozás az ősvilágban”, az „Óriások birodalma”, az „Ősállatok nyomában”, hogy csak néhányat említsünk könyvei közül, megismertette az olvasót a jura és a kréta időszak sárkánygyíkjaival, a 19. század kalandos felfedező utazásaival, amikor elszánt kutatók azon fáradoztak, hogy hatalmas ősállatok csontjaira vadásszanak. Bemutatta, azt is, hogyan vadászott az ősember a barlangi medvére, és hogyan találták meg Szibériában az első épen maradt mamutot. Ezeken a kalandokon keresztül az olvasó sok mindent megtudott a Föld történetéről, az ősi állatvilágról, amelyből a mai fajok fejlődtek ki. A tárgyi ismereteken túl szinte észrevétlenül elsajátította az aktualizmus, az evolúció elméletén alapuló új szemléletet. Könyvei a 60-as, 70-es években mai viszonylatban óriásinak számító tízezer körüli példányszámban jelentek meg. Népszerűségükhöz hozzájárult, hogy az illusztrációkat olyan neves grafikusok készítették, mint Csergező Pál, Réber László, Reich Károly.

Írásai nem pusztán természettudományos ismereteket közvetítenek az olvasó felé. Széleskörű műveltsége révén el tudta érni, hogy a természettudományos ismertek az általános műveltség részeként jelenjenek meg. Biztonsággal mozog a történelem és kultúrtörténet terén, idéz a Bibliából éppúgy mint Pliniustól, Bél Mátyástól vagy

Kossuth Lajostól, de említhetjük az irodalom olyan kiválóságait, mint Goethe, Tóth Árpád, Jókai Mór vagy Kosztolányi Dezső.

Meg kell emlékeznünk Tasnádi Kubacska András tudománytörténeti munkásságáról is. A tudománytörténeti feldolgozások, neves tudósok életpályájának felidézése, a tárgyyszerűség és tudományos igényesség szempontjainak tiszteletben tartásával, igazi ismeretterjesztő cselekedet is. A tudománytörténeti kutatás közel áll a geológus gondolkodásmódjához, ugyanúgy információtöredékekből kell összeállítani, időrendbe szedni az eseményeket, ahogy ez a földtani kutatás során is történik. Foglalkozott többek között Leonardo da Vinci, Kitabel Pál, Lambrecht Kálmán munkásságával, de a gazdag életműből most csak három elemet ragadunk ki.

Az első, talán legjelentősebb ilyen irányú műve „Báró Nopcsa Ferenc kalandos élete” címet viseli. A Franklin-Társulat kiadásában, Nopcsa halálát alig öt évvel követően, 1938-ban jelent meg a könyv. „Szeretném, ha az olvasó megértene és megbecsülné Magyarország egyik, világviszonylatban is lángeszű tudósának a lelkét. Ez a lélek csodálatos keveréke volt az iróniának és bölcs megértésnek, a durva erőszaknak és a mosolygó jóindulatnak. Sokszor cselekedett az egymást követő lelki változások pillanatnyi hatása alatt, de megvolt benne a szívós, kitartó erő is. Elérte azt, amit a folytonos fejlődésben levő emberi szellem még ma is hiába követel a legtöbb tudóstól: elérte a magaslatot, ahol nincs többé korlát a szabadszelleme természet tudományos gondolkodás és a szellem tudományok filozófiája között.” — írja (TASNÁDI KUBACSKA 1938: p. 10). Azon kevesek közé tartozott — ha nem egyedüli volt — akit Nopcsa személyes találkozóikon beavatott titkaiba, és rendelkezésére bocsátotta hányatott életének eseményeit rögzítő naplóit. Ezek alapján sikerült Nopcsa Ferenc életéből annyit megmenteni az utókornak, amennyit csak lehetett.

A másik, nem kevésbé jelentős személyiség, akinek életpályáját feldolgozta, Lóczy Lajos a nemzetközi híru geológus, földrajz tudós, a Földtani Intézet kiemelkedő jelentőségű igazgatója. „A múlt magyar tudósai” sorozatban, 1974-ben megjelent könyv méltó emléket állít a példaként tisztelt tudósaknak. A mű megjelenésekor, már megromlott látással, kissé reszkető betűkkel így dedikálja kedves tanítványának a könyvet: „Az öregedő ember mindig szívesen ír öregekről és letűnt korokról.” A könyv minden sorából sugárzik, hogy szívesen emlékezik a gyerek- és ifjúkori példaképre, de a befejező sorokban már a saját, életkorából adódó korlátait elismerve megjegyzi: „Abban a reményben végzem ezt az életrajzot, hogy felhívhatom a figyelmet egy nemzetközi becsű és értékű Lóczy életrajz megírására.” (TASNÁDI KUBACSKA 1974: p. 143). Ez a Lóczy életrajz máig várat magára.

A Magyar Állami Földtani Intézet fennállásának századik évfordulója megünneplésére készült 1969-ben. Az egyedülálló ünnepségsorozat nemzetközi konferenciák, találkozók, felújított épület és nagyszabású kiállítások tették emlékezetessé. Mindezek létrejöttében meghatározó szerepe volt Tasnádi Kubacska Andrásnak, mint az Intézet gyűjteményi vezetőjének. Az évfordulóra megjelent egy díszes kötet magyar és angol nyelven az ő társszerkesztésében, melyben feldolgozta a 100 éves Intézet igazgatóinak munkásságát, maradandó emléket állítva annak a következetes, igazgatóról igazgatóra szálló törekvésnek, hogy az Intézet mindenkor meghatározó intézménye, központja legyen a hazai föld kutatásának.

„Kutatni, megfigyelni, tanulni és gyűjteni” (TASNÁDI KUBACSKA 1955: p. 4) — fogalmazta meg ars poetica-szerűen egyik művében. Mintha hiányoznék még egy szó. Tudományos ismeretterjesztő tevékenységének ismeretében még a „tanítani” szót is jogosultak vagyunk emondathoz hozzáilleszteni.

Irodalom — References

CZELNAI R. 2002: A tudományos ismeretterjesztés és közírás reneszánsza. — *Természet Világa* pp. 388–391.
TASNÁDI KUBACSKA A. 1938: Báró Nopcsa Ferenc kalandos élete. — Franklin-Társulat, Budapest. p. 143.
TASNÁDI KUBACSKA A. 1937: Az igazgyöngy. — *Búvár* pp. 732–736.

TASNÁDI KUBACSKA A. 1955: Kalandozás az ősvilágban. — *Művelt Nép* p. 248.
TASNÁDI KUBACSKA A. 1974: Lóczy Lajos. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 149 p.

TUDOMÁNY ÉS MŰVÉSZET — TUDÓS ÉS ÉLETMŰVÉSZ
Egyszóval: Tasnádi Kubacska András

KAMARAKIÁLLÍTÁS
A MAGYAR TERMÉSZETTUDOMÁNYI MÚZEUMBAN
2002. szeptember 24. – november 11.

A Magyar Természettudományi Múzeum kamarakiállítással állított emléket egykori főigazgatójának, Tasnádi Kubacska Andrásnak, születésének 100. évfordulója alkalmából.

A kiállítás forgatókönyve:

*Sokszínű, változatos egyéniség; kitűnő és dinamikus szervező;
 kiváló tudományos szaktekintély; lelkes ismeretterjesztő és újtó.*
Egyszóval: Tasnádi Kubacska András

1902. április 28-án született Budapesten. Eredeti neve: Kubacska Endre Ferenc. Nevét 1934-ben változtatta meg. A budapesti Fasori Evangélikus Gimnázium után a Pázmány Péter Tudományegyetem Bölcsészkarának természetrajz szakán folytatta tanulmányait. Hamar kiderült, nemcsak a természettudományok, hanem a művészetek, az irodalom is érdekelte. 1924-ben szerezte meg diplomáját, majd 1926-ban, 24 évesen elérte a Ph.D fokozatot a földtudományokban (geológia, őslénytan, ásvány- és kőzettan).

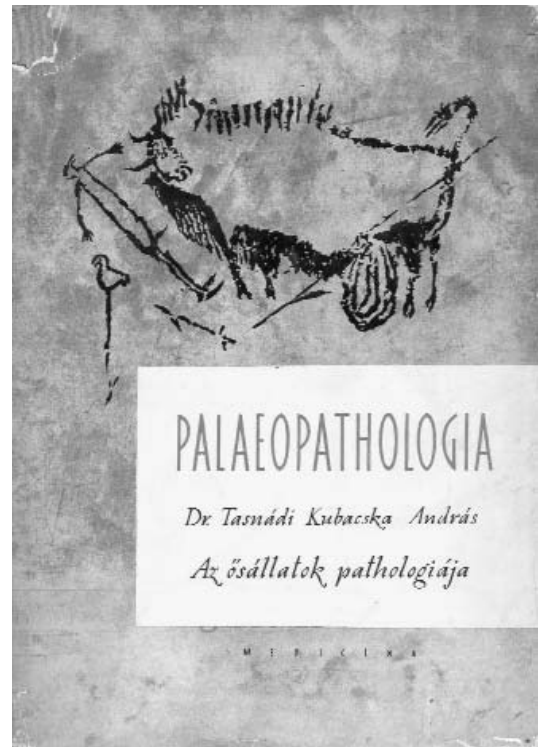
Természettudományos érdeklődését édesapjától örökölte, amely később igazi szenvedéllyé és hivatássá alakult át. Már diákkorában asszisztensként dolgozott a Pázmány Péter Tudományegyetem Összehasonlító Szövetani és Bonctani Intézetben, majd 1924-től a Közgazdaságtudományi Egyetem Geológiai Tanszékén; ifj. Lóczy Lajos professzor mellett tanult, tanított, kutatott és gyűjtött.

A Magyar Természettudományi Múzeum Ásvány- és Őslénytárába 1931-ben lépett be mint I. osztályú segédtsízt. 1941-ben már a Nemzeti Múzeum elnöki titkára lett, emellett az Országos Természettudományi Múzeum I. osztályú múzeumi őrének nevezték ki. 1945-től 1949-ig pedig már mint főigazgató vezette a múzeumot, s egyben 1946-ig alelnöke volt a Nemzeti Múzeumnak is. 1949-ben, a koncepciók perék idejében őt is megvádolták, s lefokozták az Őslénytár múzeumi őrév. De még ugyanennek az évnek a legvégén 45 múzeum főfelügyeletével bízták meg. 1950. novemberében kinevezték a Magyar Állami Földtani Intézet Múzeuma vezetőjének, ahol nyugdíjazásáig, 1973-ig dolgozott. 1977. március 30-án hunyt el Budapesten.

*Egy új tudományág hazai megteremtője,
 a természettudományos muzeológia iskolaépítő mestere;
 a fűradhatatlan múzeumépítő, tudományos szervező és közéleti ember.*
Egyszóval: Tasnádi Kubacska András

Pályáját, tudományos munkásságát világhírű tudósok, szakemberek körében kezdte, akikhez szoros barátság is fűzte. A paleopatológiával, azaz az állatok betegségeit feltáró tudománnyal, Bécsben, Othenio Abel, őslénytan professzor intézetében ismerkedett meg. Ezt követően harminc éven át, következetes kutatója lett a témának. Munkájának eredményeit kiváló, akadémiai díjas magyar és német nyelvű könyvében, **Palaeopathologia** címen (1. kép) összegezte és tette közzé. Ezzel teremtve meg Magyarországon az addig ismeretlen, a biológiát, az őslénytant és a patológiát átfogó tudomány alapjait (2. kép). 1960-ban addigi munkássága elismeréseként a föld- és ásványtani tudományok akadémiai doktora lett. Tudományos kutatásai közül másik nevezetes munkája az ipolytarnóci lábnyomos homokkő leletegyüttes feldolgozása volt (3. kép). A miocén őstrand több évtizeden át tartó feldolgozásának eredményét egy könyvben adta közre: **Expedíció az időben** címmel.

Bécsben nemcsak a tudománnyal kötötte össze életét egy életre szólóan, hanem igazi barátokra is talált – egy életre szólóan –, a regényes életű paleontológus, báró Nopcsa Ferenc személyében (4. kép). Róla is írt egy könyvet, mely **Báró Nopcsa Ferenc kalandos élete** címmel (5. kép) jelent meg 1938-ban. Szenvédéllyel és energiával látott hozzá a Természettudományi Múzeum segédtsíztje, majd őrként muzeológusi munkájához is, melynek első, látványos eredménye az addig rendezetlen őslénytani anyag rendszerezése, majd az önálló Föld- és Őslénytár létrehozása volt. Még a háborús időkben, Budapest ostromakor sem feledkezett meg kötelességéről, hogy



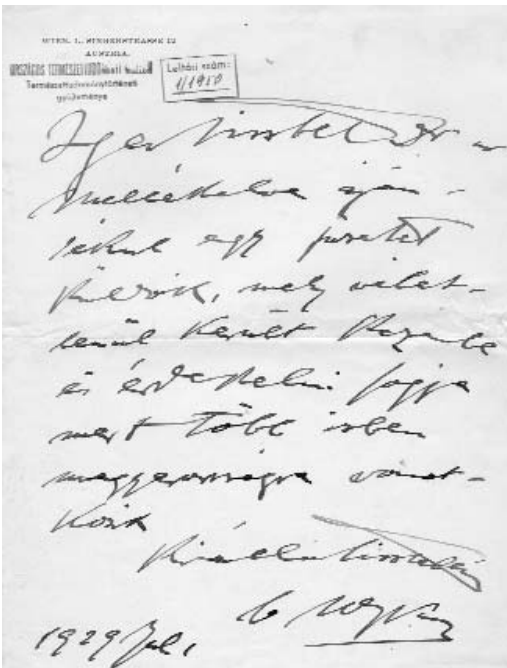
1. kép



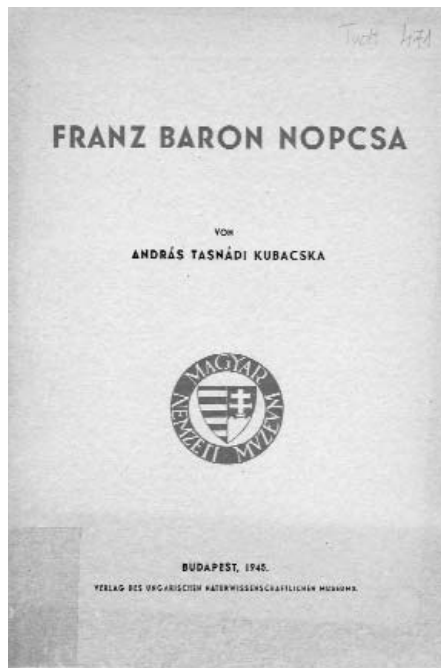
2. kép. Barlangi medve patológiás combcsontja



3. kép. Az ipolytarnóci alsó-miocén lábnyomos homokkő leletegyüttes szemrevételezése, 1956. Középen Tasnádi Kubacska András irányít.



4. kép. Bárá Nopcsa Ferenc, paleontológus baráti levele



5. kép. Bárá Nopcsa Ferencről szóló könyv német nyelvű kiadása

óvja, s mentse az évszázados múlt emlékeit. A háború után a Természettudományi Múzeum főigazgatójaként soha nem látott újjászervezési munkába kezdett. Életere hívta a vácrátóti Biológiai Intézetet, a Természetvédelmi Hivatalt, a múzeum Embertani tárt és Tudománytörténeti Gyűjteményét. Kliséüzemet, Sajtó- és Fotó Osztályt, kiállításrendezési csoportot hozott létre. Értékes és óriási gyűjteményeket vásárolt a múzeum számára. Többek között megvette Széchenyi Zsigmond és Kittenberger Kálmán Afrikában gyűjtött állatait. Kiadványsorozat indított múzeumi monográfiákból, életrajzokból. Később a Földtani Intézetben hasonló töretlen lelkesedéssel szervezte át és dolgoztatta fel a földtani gyűjteményeket.

*Egyetemes szemléletű, közérthető, modern és művészi stílusú;
újító és úttörő szellemű közművelő, lelkes ismeretterjesztő, hagyományteremtő.
Egyszóval: Tasnádi Kubacska András*

Nemcsak a tudományban, a muzeológiában, de a múzeumok hármas feladatát egyenlő mértékben teljesítve, a közművelődésben is iskolateremtő volt. Mindenki számára érthető, átfogó szellemű és művészi értékeket is felmutató, modern szemléletű természettudományos kiállításával Magyarországon új korszakot nyitotta a múzeumok életében. 1943-ban **A Föld és az élet fejlődéstörténete** c. kiállításával (6. kép) szakította az addigi hagyományos bemutatási elvvel, az összefüggésekre és folyamatokra helyezte a hangsúlyt. A közérthetőség és a vonzó látvány érdekében, nem feladva a tudományos hitelességet, művészi alkotásokkal egészítette ki a bemutatót. Méltán világhírű **Afrika élővilága** c. 1949-ben nyitott kiállításáról Széchenyi Zsigmond azt mondta, hogy

„még a levegőjük is afrikai”. Az élőhelyeiken megelevenedő állatok (diorámák) mellett képzőművészeti alkotások (szobrok, festmények, fotográfiák) keltették életre Afrika egzotikus természeti szépségeit. Hogy mindezt megvalósítsa, művészeket, preparátorokat, kiállítás-készítő szakembereket alkalmazott a múzeumban, azaz létrehozott egy kiállításépítési munkacsoportot, melyet személyesen irányított. Mindezek mellett óriási energiát fektetett a tudományos ismeretterjesztés más területeibe is: népszerűsítő könyveivel, cikkeivel tanította a természettudományos gondolkodásra a felnövekvő nemzedéket.

Tasnádi színes egyéniségéhez jól illeszkedett a kiállítás megnyitó ünnepe. A megnyitón, Dr. Kecskeméti Tibor, a múzeum nyugalmazott főigazgató-helyettese olvasott fel Vértes László Medveemberek krónikája című bábszínarabjából egy részletet. Tasnádi Kubacska András kissé karikírozott, de találó jellemrajza ez színarab.



8. kép. 1935–1943: A Föld és az élővilág fejlődéstörténete. Az első magyar fejlődéstani szemlélettel megrendezett kiállítás, amelyben tudományos igényű környezetrekonstrukciók, magyarázószövegek teszik érthetővé a földtörténeti folyamatokat. A kiállításához a pénzt közadakozásból teremtette elő

KECSKEMÉTI TIBOR

A Balaton földtudományi adatbázisa

Geoscientific Database of Lake Balaton

TULLNER TIBOR, CSERNY TIBOR

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

Tárgyszavak: Balaton Régió, földtani és környezeti kutatások, rendszerterv, fúrási adatbázis, térképi adatbázis, laboratóriumi adatbázis, kulcsmező, egységesítés

Keywords: Balaton Region, geological and environmental investigations, system design, drilling database, map database, laboratory database, key field, standards

Összefoglalás

A Balaton és környezetének rendszeres természet-tudományos kutatása a XIX. század végén kezdődött meg, megszervezése és eredményes befejezése id. Lóczy Lajos és az általa irányított Balaton Bizottság nevéhez fűződik. A XX. évszázadban mindig megújuló lelkesedéssel számos tudományterület kutatói foglalkoztak a tó és közvetlen környékének földtani és hidrológiai kutatásával, valamint környezetvédelmi problémáival. A kutatásokban a Magyar Állami Földtani Intézet is részt vállalt a parti régió különböző méretarányú komplex földtani térképezésével és a tavon végzett kutatásokkal. A közel negyed évszázados munka eredményeképpen hatalmas mennyiségű földtani terepi és laboratóriumi adat halmozódott fel, amelynek a gyakorlati szakemberek és a tudományos kutatók igénye szerinti egységes szellemű adatbázisba szervezése halaszthatatlan feladattá vált.

Napjainkban a tó vízgyűjtőjének határain belül szerveződő Balaton Régió szakemberei számos olyan környezetvédelmi feladattal szembesülnek, amelynek megoldásához a földtani adatok felhasználó-barát rendszerezése és hozzáférhetővé tétele egyre sürgetőbb igénnyé vált. Ennek megfelelően egyrészt a tavi és parti régió földtani kutatási eredményeinek rendszerbe foglalása, másrészt a Balaton Régió fejlesztési terveihez szükséges földtani szakértői feladatok ellátása indokolja a Balaton földtudományi adatbázisának létrehozását. Első lépésként a szerzők, hozzáértő kollégáik segítségével, elkészítették az adatbázis rendszertervét, és megkezdték annak szakszerű kialakítását. Ez a dolgozat ennek a munkának a bemutatását tűzi ki céljául.

Bevezetés

A Balaton és környezetének természettudományi kutatása már a XIX. század végén megkezdődött (LÓCZY 1913, CHOLNOKY 1897, 1918) és szakaszosan gyakorlatilag napjainkig tart (KÉZ 1931, ENTZ, SEBESTYÉN 1942,

Abstract

Systematic scientific research of Lake Balaton started at the end of the nineteenth century. It was organised and successfully terminated by Lóczy Lajos Sen. and the Balaton Committee led by him. In the just finished 20th century a number of experts from different scientific disciplines investigated with renewed efforts the geological and hydrological setting of the lake's environment, and addressed its environmental problems. The Geological Institute of Hungary has made a significant contribution to these efforts with the complex geological mapping of the lake shore in different scales and with investigations on the lake itself. During this work conducted for almost a quarter of a century an enormous amount of field and laboratory data has accumulated. Its arrangement into a uniform database meeting the requirements of scientific experts and other users has become an urgent necessity that cannot wait any longer.

In these days the experts of the Balaton Region — an establishment that is recently being organised — are facing a number of environmental tasks within the lake's catchment area requiring the reasonable arrangement and comfortable availability of geological data. Consequently, the need for putting the results of the geological research into a uniform system and the execution of expert tasks required for development projects of the Balaton Region both demand the establishment of the "Lake Balaton Geoscientific Database". As a first step, the authors together with contributing experts set up the system design of the database and started with its professional elaboration. This paper describes the related working process.

ZÓLYOMI 1952, 1987, BULLA 1958, ERDÉLYI 1963, 1983, SZESZTAY et al. 1966, BENDEFY, V. NAGY 1969, RÓNAI 1969, MAROSI, SZILÁRD 1981, MÜLLER 1970, MÜLLER, WAGNER 1978, MÁTÉ et al. 1981, MÁTÉ 1987, MIKE 1976, SOMLYÓDI 1983, HERODEK et al. 1984, 1988, ISTVÁNOVICS et al. 1989, VÖRÖS et al. 1984).

Érthető módon, az azóta eltelt időszakban a tóról és környékéről igen nagy mennyiségű földtudományi információ halmozódott fel. Ezeknek egységes „balatoni” adatbázisba foglalása a számtalan felmerülő probléma miatt csupán elvi síkon lehetséges. A legfőbb akadályt természetesen az jelenti, hogy az adatok — mint ilyenkor lenni szokott — számtalan, különböző adatgazdánál tárolódnak, s az „adat = pénz” elv alapján külső szakemberek számára csak korlátozott mértékben hozzáférhetők. Nem is igény egy gigantikus balatoni földtudományi adatbázis összeállítása, hisz a felhasználókat legtöbbször egy szűkebb problémakör megoldása érdekli.

A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) 1965 óta több, különböző célú, tematikájú és részletességű kutatás keretében vizsgálta a tavi üledékek és a tó közvetlen, illetve távolabbi környezetének földtani, geomorfológiai, vízföldtani, építésföldtani és környezetföldtani felépítését (MIHÁLTZSNÉ 1983, RAINCSÁKNÉ, CSERNY 1984, BOROS et al. 1985, BODOR 1987, CHIKÁN et al. 1988, CSERNY 1987, 1993, 1997, 2002, NAGY 1996, MEDVE 1996, CSERNY et al. 1995, 1997a,b, 2002, BUDAI et al. 1999, CSERNY, NAGY-BODOR 2000, PAPP 1992, NAGY BODOR, CSERNY 1998, SZUROMINÉ, NAGYNÉ 1998). A kutatások során nagymennyiségű — alapvetően fűrési és laboratóriumi — vizsgálati adat gyűlt össze.

A régiónológiai kutatások beindításával egyre sürgetőbbé válik az igény a keletkezett adathalmaz feldolgozásának hatékonyabbá tételére, hisz a Balaton-környéki önkormányzatoknak egyre több származtatott földtani adatra, valamint speciális földtani céltérképekre van szükségük, munkájuk hatékony ellátásához. Ezért kezdtük el a *Balaton földtudományi adatbázisának* építését (CSERNY et al. 1997, 2000).

A Balaton földtudományi adatbázisának célja a MÁFI kutatási eredményeinek egységes rendszerbe foglalása, ami lehetőséget nyújt mind a nyers adatok, mind pedig a kiértékelésük során nyert származtatott szöveges és térképi adatok megjelenítésére, lekérdezésére és elemzésére, illetve az utóbbiaknak bemenő adatként új elemzések elvégzése céljából történő szolgáltatására. Az adatbázissal szemben alapvető elvárás, hogy a nagy mennyiségű adatból csak a minőségileg megfelelően szűrt információt tartalmazza.

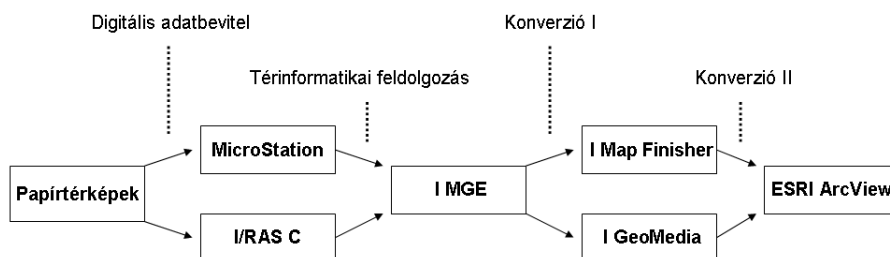
Mivel földrajzi koordinátákkal azonosítható helyzetű adatokról van szó, *térinformatikai adatbázist* építünk, amely a táblázatos és területi elemzéseket egyaránt támogatja.

Az adatbevitel, illetve adatbázis-építés már a 90-es években elkezdődött, aminek során elkészült a MÁFI tavi fűrési adatainak *FoxPro for Windows* alapú szöveges adatbázisa (Ó. KOVÁCS in CSERNY et al. 2000). A rendszer a Golden Software Grapher 1.32-es programjával a fűrési és laboratóriumi vizsgálati adatok rajzi megjelenítésére is lehetőséget adott. Tulajdonképpen az akkor elérhető szoftverekkel és az akkori pénzügyi lehetőségek figyelembevételével kompakt adatbázis készült, amelyet érdemi változtatás nélkül tudunk a Balaton földtudományi adatbázisába illeszteni. Csupán annyi módosítás történt, hogy NÉMETH Á. MÁFI munkatárs a Microsoft Excelbe történt konverzió után az adatok minőségét ellenőrizte, és az adatok a hibaszűrések elvégzése után kerültek be az új rendszerbe.

A cikkben az adatbázist rendszertervi szinten mutatjuk be, hiszen jelenleg építés alatt áll. A feltöltöttség mértékéről megbízható képet nyújtanak az egyes modulokkal kapcsolatban közölt ábrák.

A Balaton földtudományi adatbázisának szoftverkörnyezete

Az adatbázis szoftverkeretét a leendő felhasználók köre — elsősorban a Balaton környéki önkormányzatok — és a MÁFI-ban rendelkezésre álló eszközök határozzák meg. Bár a MÁFI *térinformatikai* alapmoduljai Bentley, Intergraph és Z/I Imaging termékekre épülnek (*MicroStation*, *Intergraph MGE*, *GeoMedia*, *I/RAS C*), a balatoni adatokat felhasználó szakemberek többségének igénye alapján az ESRI (Environmental Systems Research Institute) *ArcView* eszköze mellett döntöttünk. A térképi adatok bevitele továbbra is *MicroStation* és *I/RAS C* környezetben történik, a térinformatikai feldolgozást az *Intergraph MGE* és *Intergraph Map Finisher* modulokkal végezzük, majd a feldolgozott térképi anyagot *ArcView*-ba konvertáljuk. Legújabb eszközeink közvetlen *GeoMedia*–*ArcView* konverziót is támogatnak (1. ábra).

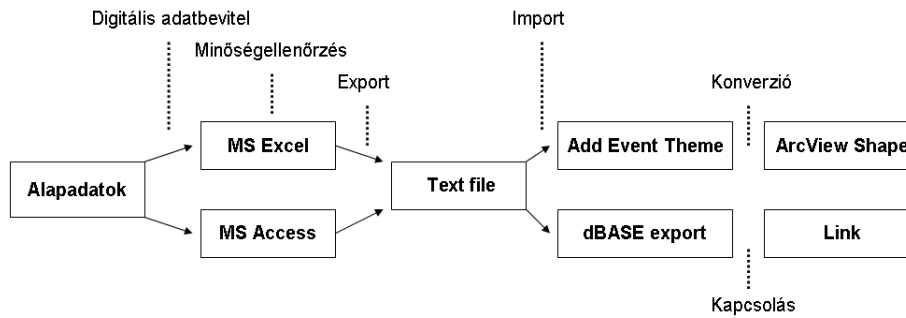


1. ábra. Az adatbázis térképi adatainak feldolgozása (a kétsoros dobozok alternatív verziók)

I: Intergraph

Figure 1. Processing map data of the database (double boxes represent alternative versions)

I: Intergraph



2. ábra. Az adatbázis táblázatos adatainak feldolgozása (a kétsoros dobozok alternatív verziók)
 Figure 2. Processing tabular data of the database (double boxes are alternative versions)

A táblázatos adatok tekintetében a *Microsoft Access* a jelenlegi leghatékonyabb eszköz mind az adatbevitel, mind pedig a hibás adatok kiszűrése szempontjából. SQL lekérdező felülete hatékony minőségellenőrzést biztosít. A hagyományok szellemében és könnyebb kezelhetősége miatt az adatbevitel jelenleg *Microsoft Excel*-ben történik. Mivel a táblázatos adatok nagy része pontszerű információt hordoz (fűrési adatok), ezeket szöveges konverzió után közvetlenül olvassuk be ArcViewba. Amennyiben a táblázat koordinátákat tartalmazó törzsdát, ArcView Shape file-lá konvertáljuk (2. ábra, *ArcView Shape* doboz), amelyben az ArcView téma attribútum táblájaként dBASE formátumban fog megjelenni. Amennyiben egy már meglévő ArcView témához kapcsolandó táblázatról van szó (pl. fűrési rétegsorok és laboratóriumi vizsgálati adatok, *link* üzemmódban kapcsolva), az ArcViewba importált tábla az export funkcióval dBASE formátumban tárolódik (2. ábra, *Link* doboz).

Összefoglalva, az adatbázis digitális adatbevitelét MicroStation és Microsoft Excel eszközökkel történik, és minőség-ellenőrzés, illetve konverziók során kerül ArcView–dBASE környezetbe.

Az adatbázis szerkezete

Mielőtt rátérnénk az adatbázis szerkezetének ismertetésére, mindenképpen ki kell emelnünk három olyan tényezőt, amelyek alapvetően meghatározzák a jelenlegi térinformatikai adatbázis megbízhatóságát és minőségét, mégpedig a benne tárolt adatok

- vetületi rendszere,
- méretaránya és
- megbízhatósága.

A különböző vetületi rendszerű adatok problémája még egy ideig fennáll Magyarországon. Ez egy kényelmetlen, de rutin jellegű probléma. A bevételre váró, illetve már bevitt balatoni földtudományi adatokat különböző vetületi rendszerekből sztereografikus rendszerbe konvertáltuk, mire analóg és digitális formátumban egyaránt az EOVS (Egységes Országos Vetületi) rendszer lett az általánosan használt és elfogadott topográfiai alap. Ennek tudható be, hogy a balatoni földtudományi adatok nagy részét (a fűrési

adatokat) még mindig sztereografikus rendszerben tároljuk, míg az újonnan elkészült tematikus térképek EOVS alapúak. A jövőben minden adatot EOVS rendszerben kezelünk.

A méretarány jelen esetben nem jelent igazi problémát, mivel az adatbázisban a tó partvidékéről tárolt adatok 1:10 000–1:25 000 méretarányú terepi felvételek eredményeképp keletkeztek.

Hiába magas fokú egy térinformatikai adatbázis szervezethez, ha a nyers alapadatok pontatlan mérések és felvételek eredményei. A jelen adatbázis nagy részének esetében a MÁFI szakembereinek szaktudása az alapadatok megbízhatóságának garanciája. A MÁFI tevékenységén kívüli fűrési adatok megbízhatósága az elérhető információ minőségének függvénye.

A Balaton földtudományi adatbázisa a következő tematikus adatsorokat tartalmazza:

- a MÁFI által mélyített tavi fűrások adatai,
- archív tavi fűrások adatai,
- a MÁFI által mélyített parti gépi fűrások adatai,
- a MÁFI által mélyített parti kézi fűrások adatai,
- a MÁFI-n kívüli szervezetek által mélyített parti fűrások adatai,
- az ELTE (Eötvös Loránd Tudományegyetem) Geofizikai Tanszéke és a MÁFI tavi szeizmikus szelvényei,
- laboratóriumi, szedimentológiai, ásványtani, talajmechanikai, geokémiai stb. vizsgálati adatok,
- tematikus térképek.

Az adatbázis ArcView–dBASE környezetben épült. Értelemszerűen az adatbázis témáit és táblázatait ArcView nézetekbe szerveztük, amelyek a 3. ábrán láthatók.



3. ábra. Az adatbázis nézetei
 Figure 3. Views of the database

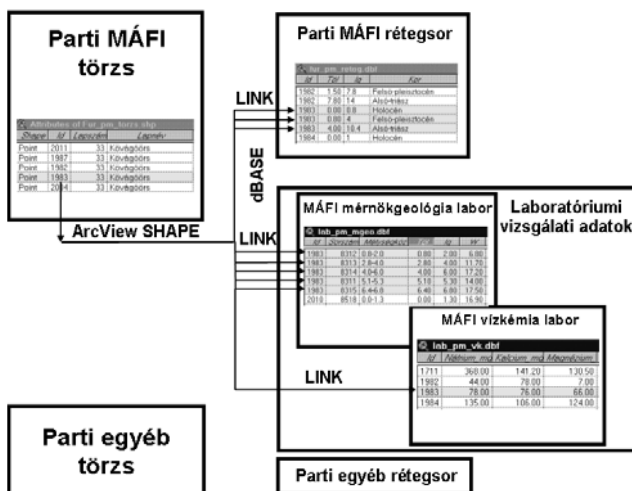
Geofizika nézet

A geofizika nézet a 3. pontban felsorolt tematikus adatszoportok közül a tavi szeizmikus felszínnyezetet tartalmazza. Ezek az 1987–1989 között a MÁFI által végzett *komplex geofizikai–földtani kutatás* szeizmoakusztikai és echográfós szelvényezésének nyomvonalai és pontjai, valamint az ELTE Geofizikai Tanszéke által 1993-ban végrehajtott, *nagyfelbontású, egycsatornás szeizmikus szelvényezés* nyomvonalai.

Parti fúrások nézet

Ez a nézet a tematikus adatszoportok közül a következőket tartalmazza (4. ábra):

- a MÁFI által mélyített parti gépi fúrások adatai,



4. ábra. A parti fúrások nézet szerkezete

Figure 4. Structure of the view "lakeshore drillings"

- a MÁFI által mélyített parti kézi fúrások adatai,
- a MÁFI-n kívüli szervezetek által mélyített parti fúrások adatai,
- kapcsolódó laboratóriumi vizsgálati adatok.

A MÁFI parti fúrásai gépi és kézi fúrásokra oszthatók. Eddig a gépi fúrásokat töltöttük nyers táblába, eredetileg 1388 rekordot. A koordináták ellenőrzése során ebből 1271 fúrást lehetett az adatbázisba tölteni, a maradék 117 fúrás koordinátáit újra kell ellenőrizni. A kézi fúrások nyers táblába töltése jelenleg zajlik. A fúrási rétegsorokat tartalmazó táblázat mind az 1388 gépi fúrás adatait tartalmazza. A mérnökgeológiai laboratóriumi adatok betöltöttsége mintegy 10%-os, míg a nála jóval kevesebb vízkémiai adat hiánytalanul szerepel az adatbázisban.

Az egyéb fúrások adatbázisba töltése jelenleg folyik, a különböző koordináta-rendszerekben megadott helyi azonosítás miatt sok probléma merült fel. Szerkezetük meg fog egyezni a parti MÁFI fúrásokéval, csupán nem lesznek hozzájuk laboratóriumi vizsgálati adatok.

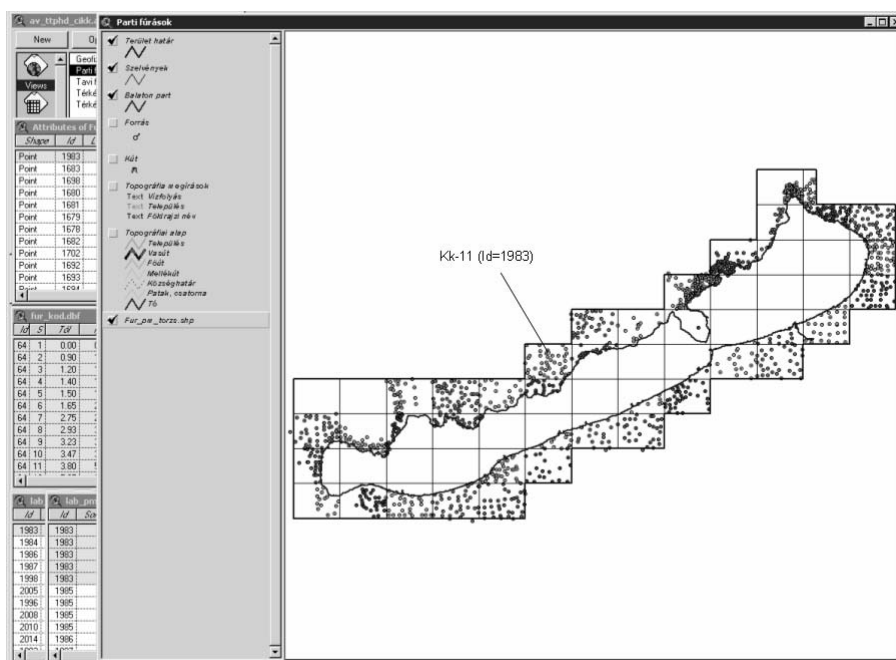
A nézet egy sztereografikus topográfiai alapot tartalmaz, melyet az 5. ábrán a jobb áttekinthetőség kedvéért kikapcsoltunk.

Tavi fúrások nézet

A tematikus adatszoportok közül a következőket tartalmazza (6. ábra):

- a MÁFI által mélyített tavi fúrások adatai,
- archív tavi fúrások adatai,
- kapcsolódó laboratóriumi vizsgálati adatok.

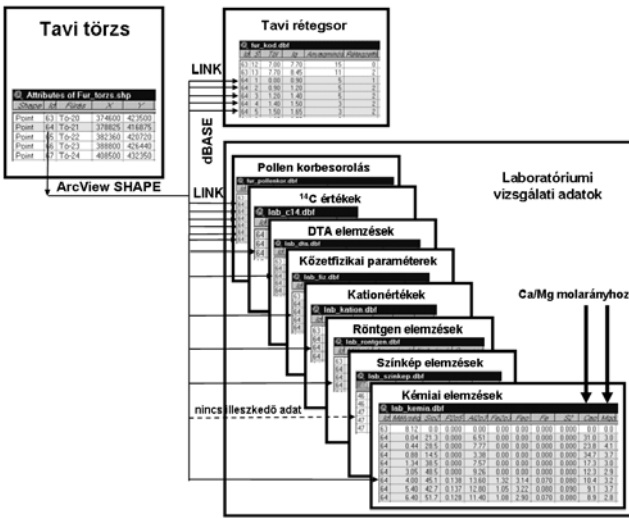
Az adatbázis e részének feltöltöttsége 100%-os. Felhasználását megkönnyíti, hogy a MÁFI-ban folyó, s a földtani képződmények nevezéknevének egységesítésére vonatkozó erőfeszítések (GYALOG et al. 1996, TURCZI 2001) szellemében készült, bár a speciális földtani



5. ábra. A MÁFI által mélyített és az adatbázisba betöltött parti gépi fúrások. Az ábrán a vonal a Kk-11 jelű, 1983 azonosító számú fúrásra mutat, amelynek adatai az ábra táblázataiban kissé sötétebb sávokban láthatók. Az eredeti adatbázisban az egyes térképszelvényeken található fúrások különböző színnel jeleníthetők meg

Figure 5. Lakeshore power-driven drillings penetrated by MÁFI and loaded into the database

The line in the figure points to drilling Kk-11 with identifier 1983. Related data are marked in the tables by slightly darker tone



6. ábra. A tavi fúrások nézet szerkezete
Figure 6. Structure of the view "drillings in lake bed"

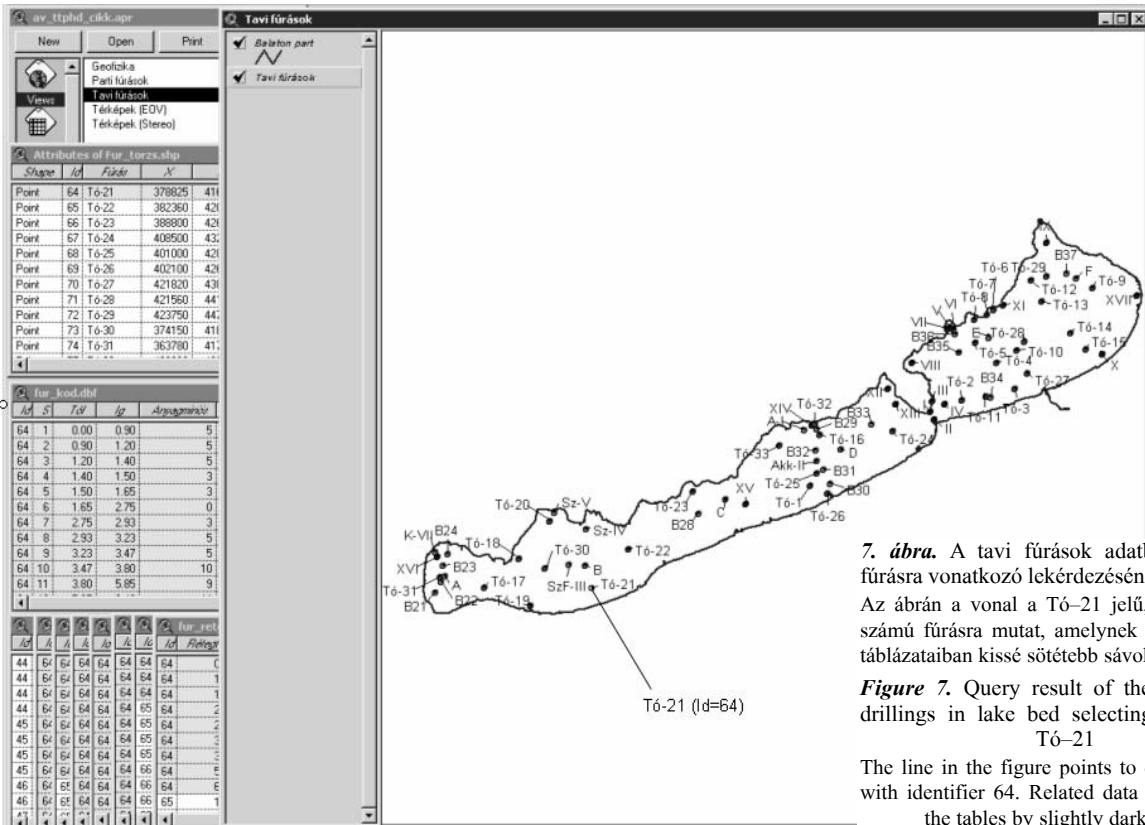
ratóriumi vizsgálatok eredményeihez (a jelen esetben savval oldható CaO és MgO). A 7. ábra a tavi fúrások adatbázisa Tó–21 fúrára vonatkozó lekérdezésének eredményét szemlélteti.

Térképek nézet

A nézet egyrészt a Balaton kiterjesztett, 5200 km²-nyi üdülőkörzete 1:50 000-es méretarányú környezetföldtani térképezésének térképi adatbázisát (CHIKÁN et al. 2002 — szerkesztők: BUDAI T., CHIKÁN G., CHIKÁN G.-né, CSILLAG G., DUDKO A., ERDÉLYI J., FARKAS P., GYALOG L., KOLOSZÁR L., KÓKAI A., PAPP P., VATAI J.) tartalmazza. A térképi adatbázis az 1:100 000-es méretarányban elkészült térképváltozatok közül a fedett földtani térképet a teljes területre, míg az építésföldtani térképet, a talajvízszint térképét, a talajvíz kémiai összetételének térképét, az agrogeológiai-meliorációs viszonyok térképét és a talajok termékenységét gátló tényezők térképét két mintaterületre, a Káli-medencére (a Burnót-patak völgyére) és a Tetvespatak völgyére vonatkozóan tartalmazza.

Emellett szintén tárolja a Balatonnak a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet (Vituki) által elkészített vízmélység- (8. ábra) és a MÁFI által 1987–1989 között végzett komplex geofizikai–földtani kutatás keretében elkészített iszapvastagsági térképét (9. ábra).

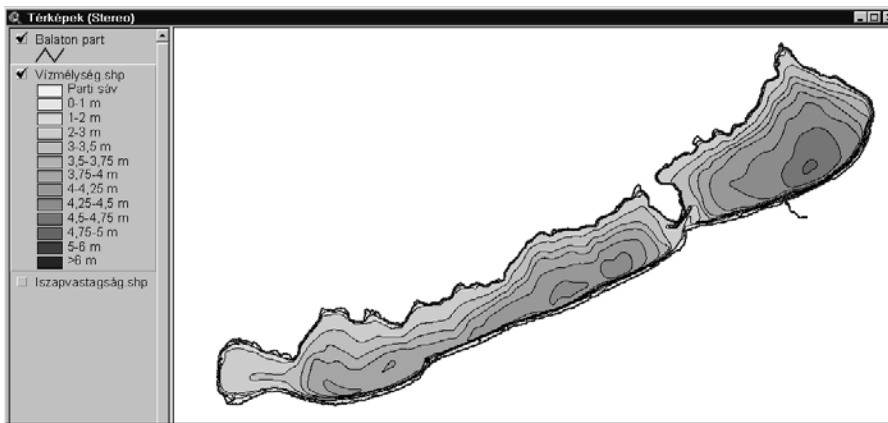
környezet miatt speciális elnevezésekkel. Ebben a felfogásban értékelte át CSERNY T. a MÁFI által mélyített és az archív tavi fúrásoknak a rétegsorát. A tavi fúrások adatbázis-szerkezete elviekben megegyezik a parti fúrásokéval, a különbség az, hogy itt jóval szerzeágazóbb a laboratóriumi vizsgálatok köre, s ennek megfelelően jóval több a kapcsolódó tábla is. Természetesen a laboratóriumi vizsgálati adatok csak a MÁFI által mélyített fúrásokról állnak rendelkezésünkre. A 6. ábrán azt is szemléltetjük, hogyan lehet eljutni a térképen szereplő fúrások attribútum-táblájából, a fúrások mintáin végzett megfelelő labo-



7. ábra. A tavi fúrások adatbázisa Tó–21 fúrára vonatkozó lekérdezésének eredménye. Az ábrán a vonal a Tó–21 jelű, 64 azonosító számú fúrára mutat, amelynek adatai az ábra táblázaiban kissé sötétebb sávokban láthatók.

Figure 7. Query result of the database of drillings in lake bed selecting the drilling Tó–21

The line in the figure points to drilling Tó–21 with identifier 64. Related data are marked in the tables by slightly darker tone



8. ábra. A Balaton vízmélység-térképe a Balaton földtudományi adatbázisában
 Figure 8. Map of water depth of Lake Balaton in the geoscientific database of Lake Balaton



9. ábra. A Balaton iszapvastagság-térképe a Balaton földtudományi adatbázisában
 Figure 9. Map of mud thickness in the geoscientific database of Lake Balaton

Konklúzió

A Balaton földtudományi adatbázisa elősegíti az adatok egységes formátumban való bevitelét, kezelését és elemzését. Mindemellett még sok tennivalót jelent az összes, jelenleg rendelkezésünkre álló adat betöltése. Megoldandó feladat a fúrások EOVS rendszerbe történő konvertálása és a még be nem töltött adatok minőségének ellenőrzése is.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki a rendelkezésre álló archív adatok számítógépbe történő rögzítéséért DUDÁS A., IMRE, MEDVE ANDRÁS, NÉMETH ÁKOS és VERES ISTVÁN kollégáinknak, továbbá az adatbázis kialakítása során nyújtott konzultációs lehetőségért O. KOVÁCS LAJOSNAK. Az adatbázis létrehozását a T 022371 sz. OTKA projekt támogatta.

Irodalom — References

- BENEFY L., V. NAGY I. 1969: A Balaton évszázados partvonalváltozásai. — Műszaki Könyvkiadó, 215 p. (in Hungarian)
- BODOR E. 1987: Formation of the Lake Balaton palynological aspects. — In: PÉCSI M., KORDOS L. (eds.): Holocene environment in Hungary, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 77–80.
- BOROS, J., CSERNY, T., CSILLAG, G., KURIMAY, Á. 1985: Engineering geological map series of the environs of Lake Balaton, scale 1:50 000, MÁFI, Budapest.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — Földtani Intézet Kiadványa
- BULLA B. 1958: A Balaton és környéke földrajzi kutatásairól. — *Földrajzi Közlemények* 6. (82), 4, pp. 313–324. (in Hungarian)
- CHIKÁN G., BUDAI T., CHIKÁN G.-né, CSILLAG G., DUDKO A., ERDÉLYI J., FARKAS P., GYALOG L., KOLOSZÁR L., KÓKAI A., PAPP P., VATAI J. 1988: A Balaton Üdülőkörzet környezetföldtani térképsorozata
- CHIKÁN, G., CSERNY T., TULLNER T. 2002: A Balaton kiterjesztett üdülőkörzetének környezetföldtani információs rendszere I.: I/1. A Balaton kiterjesztett üdülőkörzetének 1:100 000-es földtani térképe, I/2. A Burdót patak vízgyűjtőjének, és I/3. A Tetves patak vízgyűjtőjének földtani, vízföldtani, geomorfológiai, agrogeológiai és mérnökgeológiai térképei, 1:25 000-es m.a.-ban. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest
- CHOLNOKY J. 1897: A Balaton limnológiája. — In: a Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei (I. kötet, III rész). A Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága. (in Hungarian)

- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — In: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei (I. kötet, 2. rész). A Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága. (in Hungarian)
- CSERNY T. 1987: Result of recent investigations of the Lake Balaton deposits. In: Pécsi, M., Kordos, L. (eds.). Holocene environment in Hungary. Budapest, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences, pp.67–76.
- CSERNY T. 1993: Lake Balaton, Hungary. — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E., K. KELTS (eds): A Global Geological Record of Lake Basins, Cambridge University Press. pp. 397–401.
- CSERNY T. 1997: Environmental geological research in the Lake Balaton region. — *Geomorphologie* N. F. 110. pp. 137–144.
- CSERNY, T. 2002: A balatoni negyedidőszaki üledékek kutatási eredményei. — *Földtani Közöny* 132/különszám, Budapest, pp. 193–213
- CSERNY, T., HERTELENDI, E., TARJÁN, S. 1995: Results of isotope-geochemical studies in the sedimentological and environmental geologic investigations of Lake Balaton. — *Acta Geologica Hungarica* 38 (4), pp. 355–376.
- CSERNY, T., HIDVÉGI, M., TULLNER, T. 1997: A Balaton partvidékének környezetföldtana. — CD-lemez, Országos Földtani Szakkönyvtár, L.sz.: K36/1–6
- CSERNY, T., HIDVÉGI, M., TULLNER, T. 1997: From degradation to conservation. — *GIS Europe* October, pp. 37–41.
- CSERNY, T., Ó. KOVÁCS L., NAGYNÉ BODOR E. 2000: A Balaton komplex földtani kutatása során nyert adathalmaz integrált kiértékelése. A T 022371. sz. OTKA témapályázat zárójelentése. — *Kézirat*.
- CSERNY, T., NAGY-BODOR E. 2000: Limnogeological investigations on Lake Balaton. — In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E., K. KELTS (eds): Lake Basins Through Space and Time, AAPG Studies in Geology 46, pp. 605–618.
- ENTZ G., SEBESTYÉN O., 1942: A Balaton élete. — A Királyi Magyar Természettudományi Társaság Kiadványa (in Hungarian)
- ERDÉLYI M. 1963: A Balatonnak és környezetének változásai az ember tevékenysége következtében. — *Hidrológiai Közöny* 43 (3), pp. 219–224. (in Hungarian with English abstract)
- ERDÉLYI M. 1983: A Balaton mélységi vízforgalma. — *Hidrológiai Közöny* 63 (10), pp. 429–476. (in Hungarian with English abstract)
- GYALOG L. (Szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa 187. Budapest. 171 p.
- HERODEK, S., LACZKÓ L., VIRÁG Á., 1988: Lake Balaton: research and management. — *Nexus Nyomda Budapest*, 110 p.
- HERODEK, S., MÁTÉ, F. 1984: Eutrophication and its reversibility in Lake Balaton (Hungary). — *Proceedings of SHIGA Conference '84 on Conservation and Management of World Lake Environment, Leccs (Japan)*.
- ISTVÁNOVICS, V., HERODEK, S., SZILÁGYI F. 1989: Phosphorus adsorption by the sediments of shallow Lake Balaton and its protecting reservoirs. — *Water Research* 23, pp. 1357–1366.
- KÉZ A. 1931: A balatoni medencék és a Zala-völgy. — *Természettudományi Közlemények pótfüzet*. (in Hungarian)
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei (I. kötet, I. rész, I. szakasz). A Magyar Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága. (in Hungarian)
- MAROSI, S., SZILÁRD J. 1981: A Balaton kialakulása. — *Földrajzi Közlemények* 29 (105), 1, pp. 1–30. (in Hungarian with English abstract)
- MÁTÉ F. 1987: A Balaton-meder recens üledékeinek térképezése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1985-ről*, pp. 367–379. (in Hungarian with English abstract)
- MÁTÉ, F., VÖRÖS, L., HERODEK S., ENTZ B. 1981: Eutrophication and induced changes in lake Balaton. — *Man and Biosphere Programme Survey of 10 Years Activity in Hungary*. Hungarian National Committee for UNESCOMAB Program, Budapest 1981, pp. 167–196.
- MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1983: Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 439–448. (in Hungarian with English abstract)
- MIKE K. 1976: A Balaton kialakulása és fejlődése. — *Vízrajzi Atlasz-sorozat* 21. (in Hungarian)
- MEDVE A. 1996: A Balaton vizének és holocén üledékének stabil izotópos vizsgálata, — *Kézirat*, Szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, 168 p.
- MÜLLER G. 1970: High-magnesian Calcite and Protodolomite in Lake Balaton (Hungary) Sediments. — *Nature* 226 (5247), pp. 749–750.
- MÜLLER, G., WAGNER F. 1978: Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. — In: *Modern and ancient lake sediments*. Blackwell Sci. Publ., pp. 57–81.
- NAGY, A., ELBAZ-POLICHET, F., CSERNY, T., POMOGYI, P. 1996: Nyomelem geokémiai kutatások a Zala — Kis-Balaton — Keszthelyi-öböl területén. — *Kis-Balaton Ankét 1996. Összefoglaló értékelés a KBVR 1991–1995. közötti kutatási eredményeiről*, pp. 106–117. (in Hungarian)
- NAGYNÉ BODOR E., CSERNY, T. 1998: A balatoni öblök vízborítottóságának fejlődéstörténete a palynológiai vizsgálatok eredményei alapján. — *Hidrológiai Közöny* 78 (5–6), pp. 360–363. (in Hungarian with English abstract)
- PAPP P. 1992: A Balaton környékének két földtani térképezéséről. — In: BÍRÓ, P. (ed.): *100 éves a Balaton-kutatás. XXXIII. Hidrobiológus Napok Tihany, 1991*, pp. 130–139. (in Hungarian)
- RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs., CSERNY T. 1984: A Balaton környékének építésföldtani térképezése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről*, pp. 49–54. (in Hungarian)
- RÓNAI A. 1969: The geology of Lake Balaton and surroundings. — *Mitt. Internat. Verein Limnol.* 17, Stuttgart, pp. 275–281
- SOMLYÓDY L. 1983: A Balaton eutrofizálódása. — *Vituki Közlemények* 38, 62 p. (in Hungarian)
- SZESZTAY K. et al. 1966: A Balaton feliszapodásával kapcsolatos kutatások 1963–1964. — *Kézirat*. (in Hungarian)
- SZUROMINÉ KORECZ A., NAGYNÉ BODOR E. 1998: A *Pediastrum kawraisky* (SCHMIDLE) és a *Cytherissa lacustris* (G.O. SORS) együttes előfordulása és ökológiai jelentősége néhány balatoni sekélyfűrésben. — *Hidrológiai Közöny* 78/5-6, pp. 367–368.
- TURCZI G., SZEILER R., TULLNER T. 1995: Kis és közepes radioaktivitású hulladék elhelyezésére alkalmas objektumok a Mezőföldön és az attól délre eső dombvidéken. Térinformatikai adatbázis és annak feldolgozása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1996/II*.
- TURCZI G. 2001: Térképalapú informatika a földtudományban. — *Kézirat*, Doktori értekezés. 74 p.
- TULLNER T. 1995: Bevezetés az Arc/Infoba. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 19 p.
- TULLNER T. 1995: Az Intergraph MGE alapjai. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest 11 p.
- VÖRÖS L., V. BALOGH K., MÁTÉ F., LIGETI L. 1984: A feltöltődés meghatározása paleolimnológiai módszerekkel. — *Vízügyi Közlemények* 66 (1), pp. 104–113. (in Hungarian with English abstract)
- ZÓLYOMI B. 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. — *MTA Biológiai Osztály Közleményei* 1 (4), pp. 491–543. (in Hungarian with German abstract)
- ZÓLYOMI B. 1987: Degree and rate of sedimentation in Lake Balaton. — In: Pécsi, M. (ed.): Pleistocene environment in Hungary (Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress Ottawa, Canada 1987), 57–79.

Higany, hidridképző és hagyományos porlasztással mérhető elemek egyidejű meghatározása CMA-ICP-AES módszerrel

Determination of Mercury, Hydride Forming and Normal Elements in the Same Analytical Run Using Concomitant Metals Analyser (CMA)-ICP-AES Method

BARTHA ANDRÁS¹, BALLÓK ISTVÁNNÉ¹, GEOFF TYLER²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Jobyn Yvon Horiba, Longjumeau 91165, Franciaország

Tárgyszavak: ICP-AES spektrometria, atomabszorpciós spektrometria, hidridfejlesztéssel mérhető elemek, CMA együttelemező berendezés, As, Sb, Se oxidációs állapotai, mátrixhatások és kiküszöbölésük, hideggőzös higanymeghatározás, geológiai minták elemzése, plazma robusztusságának vizsgálata

Összefoglalás

A Jobin-Yvon Horiba cég által forgalmazott CMA (Concomitant Metals Analyser) nevű, ICP-AES spektrométerhez csatlakoztatható berendezésének alkalmazhatóságát vizsgáltuk geológiai és környezeti minták hidridképző és hagyományos elemeinek egyidejű meghatározása esetén. A hidridtechnikával meghatározható elemek közül négyet tanulmányoztunk: az arzént, az antimont, a higanyt és a szelént. Foglalkoztunk savhatással, mátrixhatásokkal és mintaelőkészítési problémákkal, különös tekintettel az eltérő oxidációs állapotú hidridképző elemek meghatározására. Módszereket dolgoztunk ki, melyekben optimaltunk a meghatározási paramétereket attól függően, milyen mintákat akarunk elemezni, és hogy ehhez milyen típusú mátrixhatásokat kell kiküszöbölni vagy csökkenteni.

Keywords: ICP-AES spectrometry, AA spectrometry, hydride forming elements, CMA: Concomitant Metals Analyser, different oxidation states of As, Sb and Se, matrix effects and their elimination, cold vapour mercury determination, analysis of geological samples, examination of the robustness of the plasma

Abstract

Within the frameworks of Jobin Yvon Company a CMA (Concomitant Metals Analyser) unit was tested for the analysis of geological and environmental samples by CMA-ICP-AES technique. Although JY have had the CMA available for some years, no previous detailed investigation had been made for the use of the CMA for a variety of different matrices, or the parameters that would give good results. In this work we did a thorough investigation of various parameters for the CMA hydride generator. The CMA with various matrices including waters, sewage, soils and river sediments was investigated. Hydride formation is possible for As, Sb, Se, Sn, Bi, Ge, Te, (Pb) plus Hg and this is useful for environmental work where the concentrations required are low. Normally environmental samples require two separate analytical runs, one run for the “normal” elements e.g. Cr, Mn, Ni, Cd etc. and another run for the hydride elements using a classical hydride generator. This compromises the productivity of the instrument, due to changeover of sample introduction systems and the separate runs. The CMA however, determines both “normal” elements as well as the hydride forming elements, plus Hg in the same run. In this paper the As, Sb, Se and Hg were investigated since they are the most important for our geological and environmental applications.

The CMA-ICP-AES technique is very sensitive for the own acid concentration of the sample. Although huge amount of HCl is pumped into the bottom of the reaction vessel, if the acid concentration of the sample itself is too low (pH>2), the arsenic and the antimony gives 30–50% higher signal comparing to the well acidified samples. The Se signal is lower with lower pH, while Hg is unaffected.

The role of the oxidation state of the hydride forming elements (As, Sb and Se) on the analytical signal using 1% NaBH₄ concentration was determined. In the case of As³⁺ 12 times; As⁵⁺ 8 times; Sb³⁺ 20 times and Sb⁵⁺ 8 times were the increasing factor between the CMA-ICP-AES determination and the “normal” nebulization. At the Se determination only the Se⁴⁺ was hydride active, there the factor was 10, while at the Hg analysis 16 times was the increasing factor. Analysing standard flying ash (CEN) samples we have proved that the arsenic and antimony can be analysed both at the higher and the more sensitive lower oxidation state followed by a pre-reduction using KI together with the non-hydride forming elements.

We have optimized the parameters depending what kind of matrix effects should be minimized. Applying high NaBH₄ concentration (1.5–2.0%) the effect of different oxidation state of arsenic and antimony determination can be minimized, and the pre-reduction

can be avoided. In this concentration range the RSD of the hydride forming elements are a bit higher, but still within the tolerable limit.

Analysing natural waters there are two possibilities: either using high NaBH_4 concentration for the arsenic and antimony determination minimizing the effect of the different oxidation state, and do not care them, or one should decide to perform the analysis in the low or the high oxidation state. In this last case the samples and the calibration standards should be in the same oxidation states.

Analysing solid samples utilising the oxidative circumstances of the sample decomposition the arsenic and antimony can be analysed at the same analytical run with the other elements, just the standards should be oxidized as well.

At the decomposition of solid geological samples by aqua regia the Se content will always be oxidized up to Se^{6+} which is hydride inactive. For this reason that Se must be pre-treated by warming with 5M HCl to convert all the Se^{6+} to the Se^{4+} oxidation state. The use of KI would be too strong for Se because it converts the Se to Se^{2+} . Because of this the Se can not be analysed together with the other elements using the same sample preparation at only one analytical run.

Using part of a survey for the Hungarian environmental assessment of the Békés region in Hungary, As results by CMA agreed favourably with those done by graphite furnace atomic absorption spectrometry. In another survey conducted for Hg, the CMA was compared with a special Hg solid sampling technique, again the results agreed favourably.

The effect of the noble metals which interfere with the determination of mercury in geological materials by CV-AAS technique is not significant at the CMA unit. At the determination of Hg by the CMA-ICP-AES method the Hg can be analysed even with up to 100 ppm of Au present in the sample without any depression.

Another advantage of the CMA-ICP-AES technique: in the presence of H_2 (0.011 l/min) better energy transport and a more robust, less matrix dependent plasma can be found. It is because the hydrogen has better thermal conductivity comparing to the argon and the energy transport is increasing between the plasma and the aerosol, and the dehydration of the particles is energy transfer controlled.

Acknowledgement: Thanks for Dr Tibor Kántor and Dr Joe Brenner for their valuable contribution to the investigation of the effect of H_2 in the plasma.

Bevezetés

A Jobin-Yvon Horiba cég szabadalmaztatott, és kereskedelmi forgalomba hozott egy CMA (Concomitant Metals Analyser) nevű, ICP-AES spektrométerhez csatlakoztatható berendezést, mely egy módosított, ciklon típusú ködkamra Meinhard porlasztóval felszerelve. A ködkamra alsó részébe NaBH_4 -et és HCl-at vezetünk be, melyek összekeverednek a ciklon falán lecsurgó drainnel, és a hidridképző elemek (Sn, As, Se, Sb, Te, Bi, Ge, Pb) gáz alakú hidridet, illetve atomos gőzt fejlesztve (Hg) a pneumatikusan beporlasztott mintával együtt bejutnak az indukzív csatolású plazmába, ahol azok ICP-AES technikával meghatározhatók. A módszer újszerűsége abban rejlik a már korábban is alkalmazott gáz-folyadék szeparáláson alapuló ICP-hidridfejlesztéses módszerekhez képest, hogy itt elválasztás nélkül, együtt mérhetők a hidridképző elemek megnövekedett (10–50-szeres) érzékenységgel, és a hagyományosan beporlasztott komponensek a pneumatikus porlasztásnál elérhető, vagy azt megközelítő érzékenységgel.

A módszer alkalmazhatóságát vizsgáljuk geológiai és környezeti minták hidridképző és hagyományos elemeinek egyidejű meghatározása esetén (BALLÓKNÉ, BARTHA 2000, BARTHA, BALLÓK 2000, BARTHA, BALLÓKNÉ 2001). A hidridtechnikával meghatározható elemek közül négyet tanulmányozunk: az arzént, az antimont, a higanyt és a szelént, mert ezek mérésére van leggyakrabban igény a geológiai és a környezeti analitikában. Foglalkozunk a savhatással és a mintaelőkészítési problémákkal, különös

tekintettel az eltérő oxidációs állapotú hidridképző elemek meghatározására. Néhány gyakorlati példán keresztül bemutatjuk a mérések korlátait, az alkalmazott analitikai módszereket és az elért kimutatási határokat.

Célkitűzés

Az eddigi ismertetőik úgy mutatták be a módszert, mint egy univerzálisan használható eljárást (TYLER et al. 1999, TYLER, MUNDY 2001, TYLER: <http://ICP-AES.com>), holott nyilvánvaló, hogy az általános hidridképződési törvényszerűségek, zavarások ennél a módszernél is igazak. Ami a CMA módszer előnye, abban rejlik a hátránya is: ez a hidridtechnikával meghatározható elemek szempontjából **is** multielemes mérés, ahol természetesen a kapacitás szempontjából előnyös a szimultán mérés, de nehézséget jelent az, hogy a különböző hidridképző elemek mérése különböző beállításokat igényelne, és nagyon nehéz egységesen kezelni, csökkenteni, ill. kiküszöbölni a mátrixhatásokat. Mivel a gyártó cég nem foglalkozott egyedi, konkrét alkalmazásokkal, ezek kidolgozása, a mátrixhatások kiküszöbölése, és a módszer alkalmazhatóságának behatárolása fontos megoldandó feladatot jelentett számunkra.

Módszereket kívántunk kidolgozni, melyekben optimalizáljuk a meghatározási paramétereket attól függően milyen mintákat akarunk elemezni, és hogy ehhez milyen típusú mátrixhatásokat kell kiküszöbölni vagy csökkenteni.

1. táblázat. Különbségek és hasonlóságok a CMA-ICP-AES és a gáz-folyadék szeparátorral ellátott hidridfejlesztéses ICP-AES és AAS technikák között

Table 1. Differences and similarities between the CMA-ICP-AES and the hydride forming ICP-AES and AAS techniques equipped with gas-liquid separator

	CMA-ICP-AES	IIG- AA-vagy IIG-ICP-AES technikák
Redukálószer koncentráció	1% NaBH ₄ 2% NaOH	1% NaBH ₄ 1% NaOH
Savmennyiség	1:1 HCl adagolás a ködkamra aljára Savkoncentráció a drainban: 2M/l	A minta tartalmazza a savat 2-5 M/l Varian HGΔ-76: 5M/l LABTECH IIG-2: 2M/l
Minta savtartalma	Szokásos, pH=2	A mintát magát savazzuk (2-5M/l)
Technikai különbség	Itt a mintát beporlasztjuk a plazmába, és a fejlődő hidridekkel együtt mérjük valamennyi elemet	Gáz-folyadék szeparátor van, csak az illékony komponensek (hidridek és Hg gőz) jutnak a plazmába

A megfelelő analitikai módszerek kidolgozása után összehasonlító elemzésekkel kívántuk megvizsgálni, hogy a módszerrel egy lépésben meghatározott elemzési eredmények megfelelnek-e a korábbi, atomabszorpciós hidridképzéssel, elektrotermikus atomizációval, ill. hideggőzős technikával mért eredményeknek.

Kísérleti rész

Készülék paraméterek

Az 1. táblázatban láthatók a különbségek és hasonlóságok a CMA-ICP-AES és a gáz-folyadék szeparátorral ellátott hidridfejlesztéses ICP-AES és AAS technikák között.

Mindkét esetben ugyanaz a hidridfejlesztés alapgyelete:



Az alapvető különbség a két hidrides rendszer között abban áll, hogy CMA-ICP-AES-nél a mátrixtól nem szabadulunk meg, az is bekerül a plazmába. A magas savkoncentrációt a CMA egységnél nem a mintában kell biztosítani, hanem a reakcióterben, ahol a hidridek fejlődnek. Kritikusak a megfelelő adagolási sebességek beállítási, és a drain elszívása. Legalább két, esetenként e módszernél 3 darab perisztaltikus pumpára van szükség.

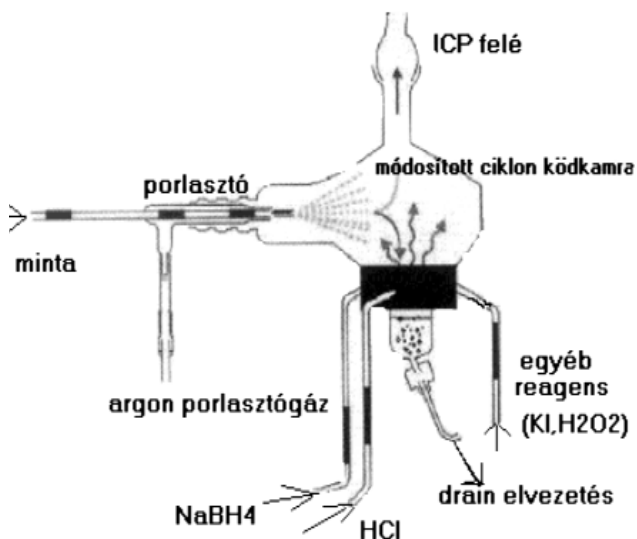
CMA-ICP-AES készülék paraméterei:

Készülék:	Jobin Yvon JY70
Kicsatolt RF energia:	1200 W
Visszavert energia:	<10 W
Plazmagáz áramlási sebessége:	12 L/perc
Burkológáz áramlási sebessége:	0,2 L/perc
Porlasztó:	Meinhard
Ködkamra típusa:	CMA, módosított ciklon típusú
Adagolási sebességek:	
Redukálószer:	1% NaBH ₄ ; 2% NaOH; 0,5 ml/perc adagolás
Sav:	1:1 HCl; 0,6 ml/perc

Minta:	adagolás	1 ml/perc adagolás
Drain:		8 ml/perc elszívás
Perisztaltikus pumpa		Összesen 3 darab GILSON típusú pumpa
Porlasztógáz áramlási sebessége:		0,8 L/min
Porlasztó nyomás:		3,0 bar
Megfigyelési magasság:		15 mm (a tekercs fölött)
Alkalmazott hullámhosszak:	As	189,042 nm
	Sb	206,833 nm
	Hg	194,227 nm
	Se	196,090 nm

A berendezés sematikus vázolata látható az 1. ábrán.

Az ábrán látható fekete "öv" a ködkamrát körülvevő habszivacs burok, melynek csak védő szerepe van. A vegyszerek bevezetése a ködkamra alsó részébe történik. A harmadik mintabetáplálási lehetőséget (egyéb reagens-KI,



1. ábra. CMA hidridfejlesztő berendezés vázolata
Figure 1. Sketch of CMA concomitant metals analyser

H₂O₂) csak abban az esetben használjuk, ha az előredukcióra (KI), vagy az előzetes oxidációra (H₂O₂) használt reagenst egyidőben kívánjuk adagolni a hidridképző reagensekkel.

Az ellenőrző mérésekhez használt AAS-HG készülék paraméterei

Készülék:	Varian SpectrAA-10BQ AAS készülék, folyamatos hidridfejlesztő berendezés (Labtech HG-2)
Mért elem:	Arzén
Hullámhossz:	197,2 nm
Háttérkorrekció:	Nincs
Láng:	Levegő-acetilén, kvarccső a lángban
Redukálószer:	1% NaBH ₄ oldat
Savasság:	5 ml cc HCl 25 ml oldatban
Előredukció:	1 ml 20%-os KI oldat 25 ml oldatban, 10 percig
Előredukció leállítása:	1 ml 10%-os aszkorbinsav oldat az előredukció után

Direktmintás higany analizátor paraméterei

Készülék:	AMA-254 szilárd mintás Hg analizátor (Altech-LECO)
Mért elem:	Higany
Hullámhossz:	253,65 nm
Felbontó egység:	Szűrő; 254 nm; félértékszélesség: 9 nm
Háttérkorrekció:	Deutérium lámpa
Vivőgáz:	Oxigén, 200 ml/perc
Analitikai ciklus:	Száritás: 120 °C, 10 másodperc Pirólízis: 850 °C, 200 másodperc Mérés: 950 °C, 45 másodperc Várakozás: 50 másodperc

Vegyszerek

Nagy tisztaságú, desztillált, majd ionmentesített vizet használtunk, amelyet Purite HP Still Plus fordított ozmózis rendszerű víztisztítóból nyertünk. A kioldásokhoz legalább analitikai tisztaságú savakat használtunk. A 36 %-os sósav és a 70 %-os salétromsav BDH gyártmányú, „SpectrosoL” minőségű volt. A hidridfejlesztéshez alkalmazott vegyszerek:

NaBH₄, NaOH, KI, aszkorbinsav-Reanal termékek, a.r. minőségűek.

NaBH₄ oldat: 1% NaBH₄ és 2% NaOH oldat (10 g NaOH és 5 g NaBH₄ oldva 500 ml desztillált vízben).

KI oldat: 20%-os KI vizes oldata.

Aszkorbinsav oldat: 10%-os vizes aszkorbinsav oldat.

1:1 HCl: 500 ml 36 %-os sósav- BDH gyártmányú, „SpectrosoL” minőségű és 500 ml desztillált víz

Kalibráló oldatok:

A hidridképző elemek kalibrálásához egyedelemes 1 g/l töménységű BDH gyártmányú, „SpectrosoL” minőségű standardokat használtunk, illetve a nem hidridképző komponensek mérésére kevert kalibráló standardokat alkalmaztunk: SPEX Industries, Inc. Edison, NJ, USA (Multi elemes plazma standard, QC-19, 100 mg/l-es), ZTEK standard (CPI International, PIN 4400-004, QC-19, 100 mg/l), MERCK standard (Merck IV, Multielemes standard-23 elem, 1g/l).

Az arzén kalibrálását 1 g/l-es Spectrosol BDH minőségű AsCl₃ oldatból készített kalibráló oldattal végeztük el. Az As⁵⁺ oldat készítéséhez az alacsony oxidációs fokú As³⁺ oldatot királyvízzel oxidáltuk. 1 mg/l As⁵⁺ oldat készítése: 1 ml-t mérünk az 1 g/l-es BDH törzsoldatból egy 200 ml-es főzőpohárba. Adunk hozzá 12 ml királyvizet (9 ml cc HCl és 3 ml cc HNO₃) és 1 órán át vízfürdön tartjuk. Lehűlés után 1 l-re töltjük fel. Ebből az oldatból naponta készítünk friss hígítással 10, 20, 50, ill. 100 μ g/l kalibráló munkaoldatokat.

1 mg/l As³⁺ oldat készítése: bár a törzsoldat AsCl₃, ez részlegesen idővel oxidálódhatott. Ezért a biztonság kedvéért előredukciót alkalmazunk. 1 ml törzsoldathoz adunk 25 ml desztillált vizet, 5 ml cc HCl oldatot és 1 ml 20%-os KI oldatot. 10 perc előredukció után 1 ml 10%-os aszkorbinsav oldattal megköttjük a I⁻ felesleget, és az oldatot 1 l-re feltöltjük. Az oldatot hetente frissen készítjük el. A kalibráló munkaoldatokat az 1 mg/l-es oldatból naponta frissen készítjük el. (10, 20, 50 ill. 100 μ g/l kalibráló munkaoldatok.) Amennyiben a mintaoldatot előredukáljuk, azt közvetlenül a mérés előtt végezzük el: 25 ml oldatot mérünk egy 50 ml-es normál lombikba, majd 0,5 ml cc HCl-at, 2 ml 20%-os KI oldatot, majd 10 perc után 1 ml 10%-os aszkorbinsav oldatot adunk hozzá, és végül jelig töltjük.

Az antimon kalibrálását 1 g/l-es Spectrosol BDH minőségű kálium antimonil tartarát (Sb³⁺) oldatból készített kalibráló oldattal végeztük el. Az Sb⁵⁺, és az Sb³⁺ oldatok készítése teljesen az arzénál leírt módon történt.

A szelén kalibrálásához 1 g/l-es Spectrosol BDH minőségű szelénessav standardot használtunk. Tapasztalataink szerint ez a standard hosszú ideig tartja a Se⁴⁺ oxidációs állapotot. Ezt néhány hónapoként ellenőriztük: először készítettünk 2 mg/l-es Se⁶⁺ oldatot az arzén és antimonhoz hasonló módon királyvízzel oxidálva a Se⁴⁺-et, majd azt 5M/l HCl-al 1 órát vízfürdön tartva visszaredukáltuk Se⁴⁺-gyé.

A higany kalibrálásához 1 g/l BDH Spectrosol Hg(NO₃)₂ oldatot használtunk (0.5M/l HNO₃-al tartósítva). A kalibráló oldatból első lépésben 10 mg/l töménységű hígítást készítünk, majd ebből hígítjuk tovább a mg/l-es koncentrációtartományba eső aktuális

kalibrálókat. A savkoncentrációt cc HCl-al állítjuk be, 1ml HCl/100 ml oldat értékre.

Megjegyzés. A ZTEK QC-19 többelemes kalibráló standardban (néhány hónapja vásárolt standard) a Se 100%-ban Se^{4+} volt, az As 100%-ban As^{5+} , az Sb pedig részben oxidálódott volt, mintegy 70%-ban Sb^{5+} és 30%-ban Sb^{3+} formában volt jelen). Általában nem megbízhatóak a kevert kalibráló standardok az oxidációs állapotot tekintve, és ez nincs is mindig feltüntetve kevert standardokon.

Mintaelőkészítés

Királyvizes kioldás nyitott edényben, atmoszférikus nyomáson. 0,25 g mintát 150 ml-es üveg főzőpoharakba mértünk be, majd 3,8 ml cc. HCl és 1,2 ml cc. HNO_3 keverékét adtuk hozzá. A mintákat vízfürdön szárazra pároltuk. A maradékot 3 ml 1:1 hígítású sósavval oldottuk. Az oldatot leszűrtük, mérőlombikba mostuk át, és 50 ml-re töltöttük fel. Mintakoncentráció: 5 g/l.

Eredmények

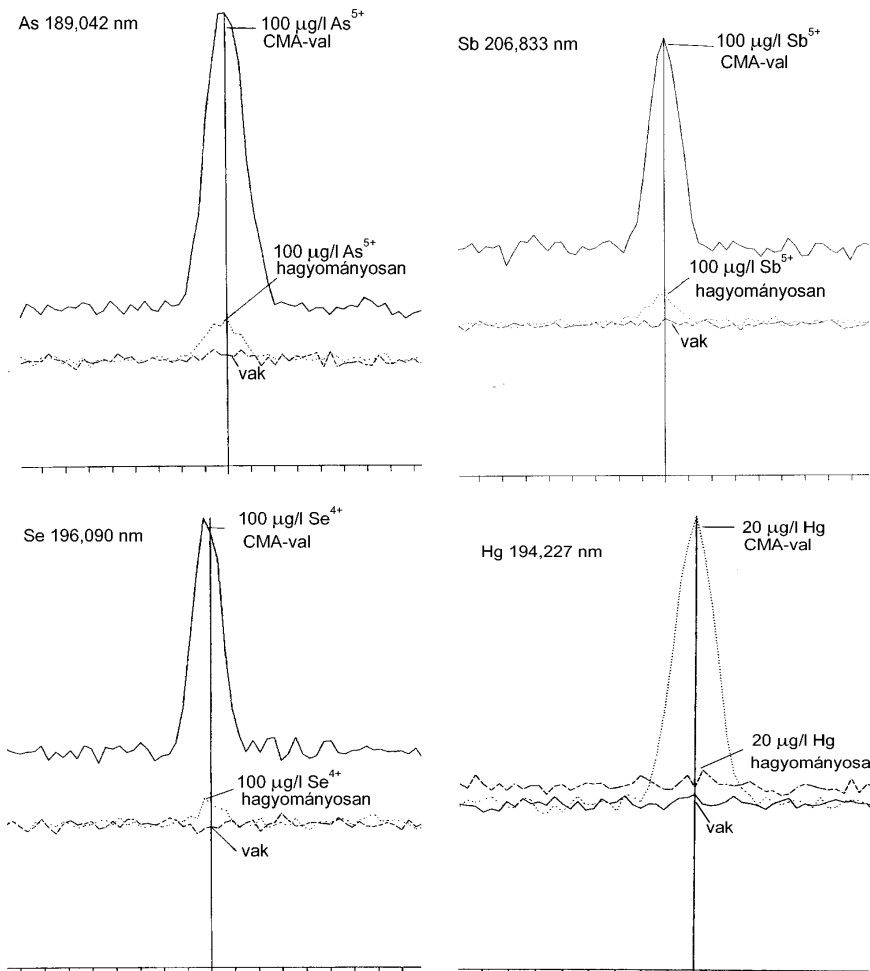
Hidridképzők jelének alakulása CMA-val és direkt porlasztással mérve

A 2. ábrán láthatók az általunk vizsgált 4 hidridképző elem esetében felvett vonalprofilok direkt porlasztással és a CMA-val mérve.

Az As, Se és az Sb esetében látjuk a növekedést 100 mg/l-es oldatokból dolgozva, a Hg-nál pedig 20 mg/l-es-es oldatot használtunk. Ezeket a profilokat egyedi kalibráló oldatokkal vettük fel, As^{5+} , Sb^{5+} , Se^{4+} oxidációs állapotú kalibrálókat alkalmazva a változó vegyértékű elemek esetében. Látható, hogy a gyártó cég által ígért 10-15-szoros érzékenységnövekedést sikerült elérni.

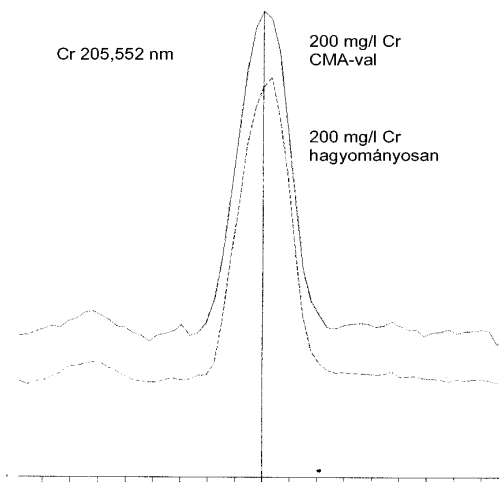
Nem hidridképző elemek jelének alakulása CMA-val és direkt porlasztással mérve

Gyakran felvetődik a kérdés: mi a helyzet a CMA-nál a nem hidridképző elemekkel? A 3. ábra érzékelteti, hogy a nem hidridképzők esetén kicsit megemelkedik a háttér,



2. ábra. Az arzén, az antimon és a szelénium és a higany esetében felvett vonalprofilok direkt porlasztással és a CMA-val mérve

Figure 2. Profiles of the determination of arsenic, antimony, selenium and mercury at direct nebulisation and using the CMA unit



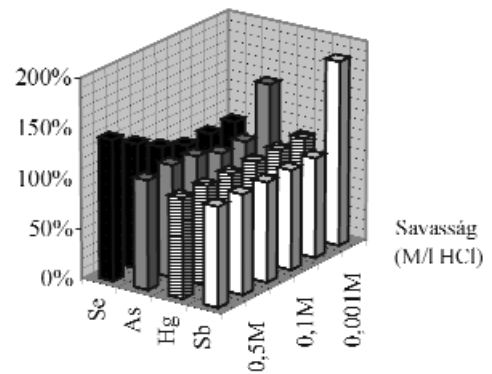
3. ábra. A cink és a króm vonalprofiljai direkt (hagyományos) porlasztással és CMA-val felvéve
 Figure 3. Profiles of the determination of zinc and chromium at direct nebulisation and using the CMA unit

kicsit zajosabb a jel. Ennek oka a H_2 jelenléte a plazmában. De ez majdnem elhanyagolható, lényegében alig kell kimutatási határ romlásról beszélnünk.

A Zn és a Cr példája jól mutatja, hogy a nettó intenzitások változatlanok, csak a háttér jel egy kicsit magasabb.

A savasság szerepe a jel nagyságra

Általában a hidridfejlesztésnél kritikus paraméter a minta savassága (Voth-Beach and Shrader 1987, Moffett 1988, Brodie et al. 1983). A CMA mérés során vizsgáltuk a savasság hatását a hidridképző elemek jelének nagyságára (4. ábra), és azt az érdekes eredményt kaptuk, hogy amennyiben a mintaoldat nem erősen savas, ill. csak egész enyhén savas ($pH=3$), a jel As és Sb esetében mintegy 50-80%-al nagyobb, mint a savas minták vagy kalibrálók esetében. A Hg-ra nem volt hatása a savasságnak, a Se esetében pedig nőtt a jel nagysága a savtartalom növekedésével. Ez elég nagy meglepetést okozott, hiszen a CMA-ba ennél sokkal több savat pumpálunk alulról, mégis van hatása a minta **saját pH-jának**. A gáz-folyadék szeparátorok esetén, mikor a **mintákat** savazzuk, egészen



4. ábra. A savasság szerepe a hidridképzők jelének alakulására a CMA-ICP-AES rendszerrel
 Figure 4. Role of the acidity on the signal of hydride forming elements at the CMA system

mások a viszonyok. Ott, ha a minta savkoncentrációja nem éri el a nagyon magas, 2–5 M/l értéket, drámaian csökken a hidridképződés mértéke. Így ezzel a jelenséggel ott nem találkozhatunk. A CMA esetén a savasság szerepét vizsgálva megállapítható, hogy különbözőképpen viselkednek a direkt porlasztású (nem hidridképző) elemek, és az egyes hidridképzők (4. ábra).

Amíg direkt porlasztású elemekre a megszokott mértékű deprimáló hatás érvényesül növekvő savkoncentrációk esetén, addig a hidridképző elemeknél, ahol a jel az illékony hidridből származik, a savasságnak a hidridképződésen keresztül van meghatározó szerepe. A Hg esetében hasonló megfigyeléssel találkoztunk az irodalomban, miszerint gáz-folyadék szeparáláson alapuló nátriumborohidrides higanymeghatározásnál a savasságnak nem volt jelentős szerepe (BRODIE et al. 1983). Az ónkloridos, szintén redukción alapuló atomabszorpciós higanymeghatározás pedig az egész pH tartományban jól működik, erősen lúgos közegben is végbemegy a reakció (BARTHA, FÜGEDI 1982, BARTHA, IKRÉNYI 1982), mégpedig mintegy 50%-al nagyobb érzékenységgel. Az a tény, hogy az As, Sb, Hg és Se esetében eltérő jellegű a minta saját savasságának a hatása a jelre, arra utal, hogy itt a hidridfejlesztés eltérő mechanizmusa, nagy valószínűséggel a hidridfejlesztés kinetikája határozza meg a jel nagyságát. Fontos tehát, hogy olyan minták pH-ját, melyek eredetileg esetleg nem voltak megfelelően savazva, legalább $pH=2$ -es értékre állítsuk be.

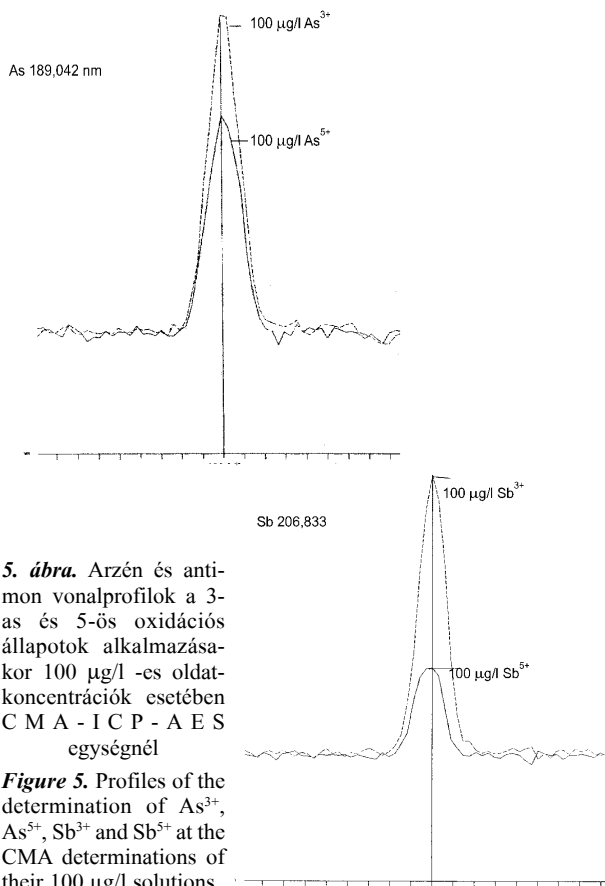
CMA használata viszonylag híg oldatoknál

Híg oldatok pl. ivóvízminták mérése esetén kitűnően alkalmazható a CMA valamennyi elem mérésére, feltéve, ha a hidridképző elemek a megfelelő oxidációs állapotban vannak. Bár a módszer valóban képes valamennyi elem egyidejű mérésére, a megfelelő oxidációs állapot biztosítása csak úgy lehetséges, ha az egyes hidridképzőket elemzési csoportokba soroljuk, és a szükséges előkészítés után végezzük el a meghatározást. Az egyik aliquot mennyiséghez KI-ot adagolunk előredukciót alkalmazva, így

biztosíthatjuk az arzén és antimon esetében a legmegfelelőbb, alacsony oxidációs állapotot. A Se és Te méréséhez biztosítani kell a „+4”-es oxidációs állapotot, mert csak ez fejleszt megfelelő sebességgel hidridet. Ennek érdekében célszerű a mintákat előzetes oxidációval „+6”-os oxidációs állapotra hozni, majd ellenőrzött körülmények között visszaredukálni a négyes állapotba. A harmadik csoport elemei közvetlenül mérhetők előzetes mintaelőkészítés nélkül. (Hg, Sn, Bi, Ge és a hagyományosan porlasztott elemek). Amennyiben ólmot is akarunk hidridtechnikával dúszítani, ott előzetes oxidációt kell alkalmazni, „+4”-es oxidációs állapotba hozva az ólmot, melyet úgy érhetünk el, hogy H_2O_2 -ot adagolunk a CMA egység aljára. Természetesen a kalibrálókban ugyanígy kell biztosítani a megfelelő oxidációs állapotot (VOTH-BEACH, SHRADER 1987, Elrick, HOROWITZ 1987, MOFFETT 1988, BRODIE et al. 1983). Ez első közelítésben nem hangzik biztatóan, mert nem tudjuk kihasználni a CMA egység ígerte előnyöket, vagyis, hogy egyidejűleg lennének meghatározhatók a hidridképzők és a direkt porlasztású elemek.

Az As és Sb oxidációs állapotának hatása az analitikai jelre a CMA-ICP-AES egységnél

Az 5. ábra mutatja az analitikai jelek különbségét a kisebb és nagyobb oxidációs állapotú As és Sb mérése esetén. A mérési profilok felvétele során 1% $NaBH_4$ koncentrációt alkalmaztunk, mely általában optimálisnak



5. ábra. Arzén és antimon vonalprofilok a 3-as és 5-ös oxidációs állapotok alkalmazásakor 100 µg/l -es oldatkonzentrációk esetében CMA-ICP-AES egységnél

Figure 5. Profiles of the determination of As^{3+} , As^{5+} , Sb^{3+} and Sb^{5+} at the CMA determinations of their 100 µg/l solutions

2. táblázat. A CMA egységnél elért teljesítményparaméterek, és az elért „javulási faktorok”

Table 2. The figures of merit and the “increasing factors” achieved by the CMA unit

	Nettó intenzitás 100 µg/l	Háttér intenzitás	Háttér ekvivalens koncentráció µg/l	Kim. határ oldatra µg/l	Kim. határ közetre, 5g/l-re számítva mg/kg	Faktor: CMA/hagyományos
As^{3+}	460	175	38,00	0,76	0,15	12
As^{5+}	330	175	53,00	1,06	0,21	8
Sb^{3+}	1200	451	37,60	0,75	0,15	20
Sb^{5+}	450	451	100,00	2,00	0,40	8
Se^{4+}	310	259	83,00	1,66	0,33	10
Hg	1000	104	10,40	0,20	0,04	16

tekinthető, és a gyártó cég is ezt javasolja a CMA alkalmazásokhoz.

A következő kimutatási határokat érték el a CMA alkalmazásával vizekből, ill. közetmintákból (2. táblázat).

Ezeket a teljesítmény értékeket egy már meglehetősen sokat használt, 12 éves készülékkel érték el, az új JY műszereknél (Ultima, Ultrace) a háttér ekvivalens koncentrációknak és a kimutatási határoknak az 1/5-c érhető el a sokkal jobb minőségű, új optikák miatt.

Mátrixhatások tanulmányozása

Amikor a mátrixhatások kiküszöböléséről beszélünk, külön kell tárgyalni az átmeneti fémek, a többi hidridképző elem vagy pl. a nemesfémek okozta zavarásokat, és a különböző oxidációs állapotból eredő többnyire kinetikailag kontrolált eltérő analitikai jeleket. Általános alapelve, hogy a nátrium-borohidrid koncentráció csökkentésével csökkenthető az átmeneti fémek zavarásának mértéke. Gyakran a savkoncentráció növelése is segít vissz-szaszorítani a hidridfejlesztést gátló okot, mely általában a zavaró fémek redukálódása az oldatból (VOTH-BEACH, SHRADER 1987, BEACH 1992, EVANS et al. 1986)

Ha az a fő feladat, hogy az átmeneti fémek ill. az egyéb hidridképzők deprimáló hatását akarjuk csökkenteni, akkor minél alacsonyabb borohidrid koncentrációt célszerű alkalmazni. Esetenként 0,30–0,35% -ig is lemegetünk a nátrium-borohidrid koncentrációjával. Ugyanakkor az alacsony borohidrid koncentráció növeli a különböző oxidációs állapotokból eredő különbséget. Ha nem akarunk előredukciót használni, a különbségek csökkenthetők a borohidrid koncentráció növelésével (VOTH-BEACH 1987). A különböző oxidációs állapotok hatása nagyon nagy mértékben a mérési paraméterek és reakciócella függvénye. Szakaszos hidridfejlesztésnél az As^{3+}/As^{5+} aránya általában 1,5 körül van a csúcsmagasságot figyelembe véve, addig flow injection rendszereknél ez az arány akár 10-szeres is lehet. Az Sb esetében 2 körüli az arány szakaszos hidridnél, és 25-öt is elérhet flow injection rendszereknél (WELZ, SPERLING 1999, 437–438. p.). A

CMA-nál megvalósuló paraméterek közelebb vannak a szakaszos, ill. folyamatos hidridfejlesztőkhöz, mint a flow injection rendszerekhez.

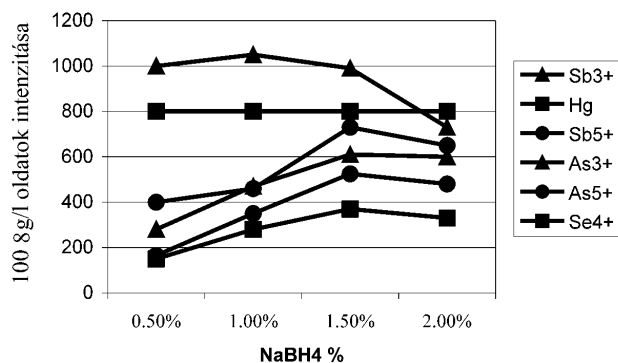
A hidrides meghatározások irodalma alapján ismert, hogy a zavarások általában nem függenek a mérendő elem koncentrációjától, vagy a mátrix/mért elem arányától. A zavarás mértéke itt lényegében leginkább a zavaró koncentrációjától függ. Welz és Sperling Atomabszorpciós Spektrometria című könyvében (WELZ, SPERLING 1999) kimerítően tárgyalják ezeket a hidridzavarásokat. Nagyon érdekes lehetőség: esetenként a Ni zavarást ki lehet küszöbölni Fe^{3+} adagolással, mert először a Fe^{3+} fog redukálódni Fe^{2+} -vé, és a Ni marad oldatban, nem befolyásolva ezzel a hidridképződést. Érdekes tapasztalat az is, hogy flow injection módszereknél sok esetben sokkal kisebb a zavarás mértéke, mert igen rövid a kontakt idő a zavarókkal. A magyarázat: a hidrid eltávozik, mielőtt a zavaró elem kiválna. Komplexképzők adagolását is sokan ajánlják Cu vagy Ni zavarás küszöbölésére. Azonban erősen savanyú közegben a H^+ ionok leszorítják a fémeket az EDTE komplexről, ezért alkalmazásuk hatástalan és értelmetlen lenne.

A nátrium-borohidrid koncentráció hatása a különböző oxidációs állapotokból kapott jelekre, és a mérések szórására

Megvizsgáltuk, hogy mennyire befolyásolhatók a CMA-nál az oxidációs állapotok okozta zavarások. A nátrium-borohidrid koncentrációt változtattuk 0,5–2,0%-ig, és vizsgáltuk az As, Sb, Se és Hg jelének alakulását.

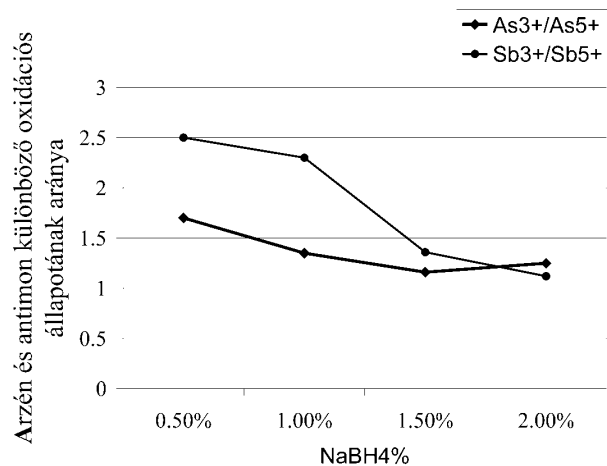
A 6–8. ábrákon láthatók a nátrium-borohidrid koncentráció változásának hatásai az egyes hidridformák jelének intenzitására, az arzén és antimon különböző oxidációs állapotainak arányára, és a hidridképzők meghatározásának szórására

A 6. ábra mutatja, hogy a Hg kivételével az intenzitások növekednek a borohidrid koncentráció növekedésével, de az arzén és az antimon esetében a 3 és 5 értékű formák eltérő mértékben. Az arányok köze-



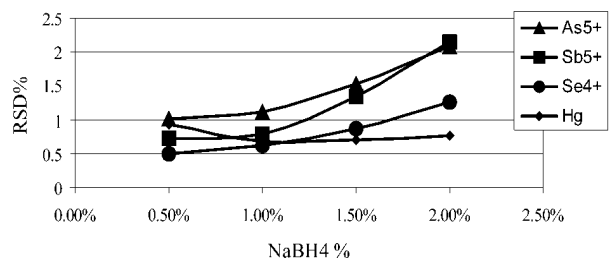
6. ábra. A nátrium-borohidrid koncentráció változásának hatása az egyes hidridformák jelének intenzitására a CMA egységénél

Figure 6. Effect of the concentration of NaBH_4 on the intensity of different species at the CMA unit



7. ábra. A nátrium-borohidrid koncentráció változásának hatása az arzén és antimon különböző oxidációs állapotainak arányára a CMA egységénél

Figure 7. Effect of the concentration of NaBH_4 on the intensity of the ratio of $\text{As}^{3+}/\text{As}^{5+}$ and $\text{Sb}^{3+}/\text{Sb}^{5+}$ at the CMA unit



8. ábra. A nátrium-borohidrid koncentráció változásának hatása az hidridképzők meghatározásának szórására a CMA egységénél

Figure 8. Effect of the concentration of NaBH_4 on the intensity of the relative standard deviation of the hydride forming elements at the CMA unit

lítenek egymáshoz 1,5–2,0% borohidrid koncentráció körül (7. ábra).

Vízmintáknál célszerű nagy redukálószer koncentrációt alkalmazni, mert ott általában nem tudjuk előre az oxidációs állapotot, az átmeneti fémek zavaró hatása pedig azok kis koncentrációja miatt általában elhanyagolható. A 8. ábra mutatja, hogy növelve a nátrium-borohidrid koncentrációt, nő a szórás is, de nem drasztikus mértékben.

Földtani, környezetanalitikai alkalmazások

CMA használata Békés megyei arzénos vizek elemzésénél

Miután optimaltunk a rendszert, tisztáztuk a legfontosabb paramétereket, megkezdtük ennek alkalmazását földtani, környezetanalitikai célokra.

Vizek esetében a kérdés az, hogy a változó vegyértékű hidridképző elemeknél (As, Sb, Se) hogyan kaphatunk jó értékeket?

A Se esetében csak az a megoldás, ha oxidáljuk, majd redukáljuk a minta aliquot részét, hiszen csak a Se^{4+} a hidridaktív.

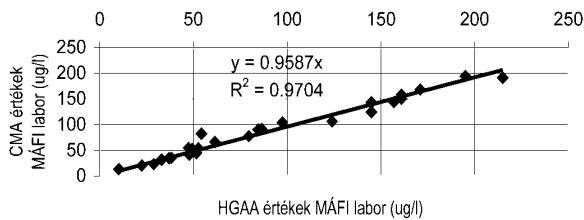
Az arzén és az Sb meghatározásánál 3 megoldás kínálkozik:

— alkalmazunk KI előredukciót, és As^{3+} valamint Sb^{3+} kalibráló oldatokkal végezzük el a kalibrálást,

— nagy nátrium-borohidrid koncentrációt alkalmazva minimálisra csökkentjük a különböző oxidációs állapotokból származó mátrixhatásokat. Ezt annál is inkább megtehetjük, mert vízmintáknál nem kell számítani nagy átmenetifém koncentrációra. Ilyen esetben mindegy, hogy az oxidált, vagy a redukált állapotú oldatokat használjuk-e a kalibráláshoz,

— a harmadik lehetőség olyan esetekben lehet célravezető, ahol a minták a hosszabb tárolás ideje alatt oxidálódtak. Ha ebben biztosak vagyunk, akkor oxidált kalibráló standardok (As^{5+} , Sb^{5+}) használatával kaphatunk jó eredményeket.

Fontos alkalmazást jelenthet a CMA használata a magyarországi arzénos vizek arzéntartalmának és a többi nyomelemének egyidejű meghatározása szempontjából. Az arzénos vizek megfelelő érzékenységgű analitikai háttérnek biztosítása kiemelkedő fontosságú kérdés, hiszen Magyarország területének mintegy 20%-ában szennyezett a vízbázis arzénnel. A már említett Békés megyei arzénos vizek arzéntartalmát megmértük CMA-val és atomabszorpciós hidrid technikával egyaránt, ennek az összehasonlítását láthatjuk a 9. ábrán.



9. ábra. Békési vízminták arzén eredményeinek összehasonlítása HGAA és CMA-ICP-AES elemzések alapján

Figure 9. Comparison of the arsenic values of the Békés County water samples between HGAA and CMA-ICP-AES methods

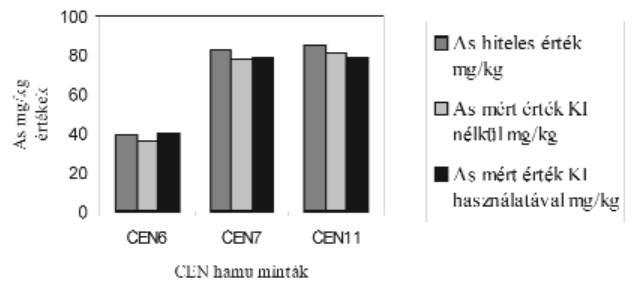
Nagyon jó egyezést kaptunk az atomabszorpciós hidridtechnikával mért értékeket összehasonlítva a CMA-ICP-AES értékekkel. Ennél az alkalmazásnál nem alkalmaztunk KI-ot, viszont ezek hónapokkal korábban begyűjtött minták voltak, melyekben már az arzéntartalom oxidálódott. Ezt Ipolyi Ildikó meg is mérte a Szent István Egyetem Élelmiszertudományi Kar, Alkalmazott Kémia Tanszékén HPLC-HGAFS módszerrel, bizonyítva, hogy már csak As^{5+} volt a mintákban. Vagyis az atomabszorpciós hidridtechnikás méréseket KI előredukció alkalmazása mellett As^{3+} -ként mértük meg, míg a CMA-nál nem alkalmaztunk előredukciót, de a kalibráláshoz As^{5+} kalibráló standardot alkalmaztunk.

Szilárd minták (kőzet, talaj, patakhordalék, szennyvíziszap, hamuminták) mérése CMA-ICP-AES módszerrel

Kőzet, talaj, ill. szennyvíziszap minták elemzésekor kihasználható az a tény, hogy ezeknek a mintáknak az oldására oxidatív feltárást alkalmazunk.

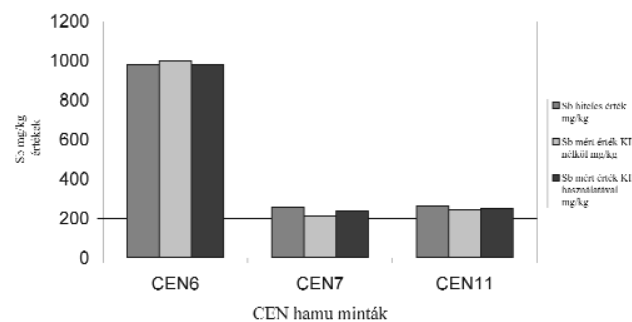
Ilyen esetekben az arzén és az antimon biztosan a magasabb, 5-ös oxidációs állapotba kerül (MOFFETT 1988, WELZ, MELCHER 1980). Amennyiben szelént nem kell meghatározni, nem szükséges elemzési csoportokat kialakítani, csak azt kell biztosítani, hogy mind az arzén, mind az antimon kalibrálónál is a magasabb oxidációs állapotot használjuk. Néhány olasz hamu standard körelemzésében vettünk részt (CEN hamu standardok), melyeket nyitott rendszerű királyvizetes feltárást követően elemeztünk. Megmértük a hidridképző elemeket KI alkalmazásával és anélkül, a Se esetében pedig 5 M/l HCl-al melegítettük a minta aliquot részletét vízfürdőn mintegy két óra hosszat. A kalibráláshoz, és a mintaelőkészítéshez a már említett standardokat és vegyszereket használtuk

A 10–13. ábrák mutatják az eredményeket. Ezek szerint az arzén és antimon jól mérhető volt mind KI mellett, mind anélkül, csak a kalibrálónak is a megfelelő oxidációs állapotban kellett lennie. A Szent István Egyetem Élelmiszertudományi Kar, Alkalmazott Kémia Tanszéke PhD hallgatói, Dernovics Mihály és Stefánka Zsolt speciációs mérései alapján elmondható, hogy a feltárást követően az As, Sb és a Se is a maximális oxidációs állapotban voltak.



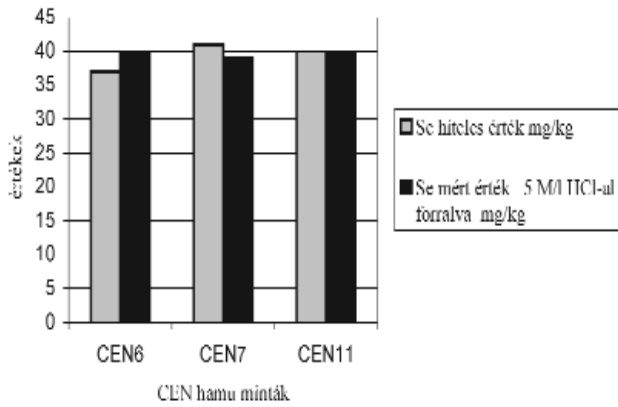
10. ábra. Standard hamuminták arzén tartalmi As^{3+} és As^{5+} alakban mérve

Figure 10. Arsenic values of flying ash standard samples analysed at As^{3+} and As^{5+} as well



11. ábra. Standard hamuminták antimon tartalmi Sb^{3+} és Sb^{5+} alakban mérve

Figure 11. Antimony values of flying ash standard samples analysed at Sb^{3+} and Sb^{5+} as well



12. ábra. Standard hamuminták szelén tartalma Se^{4+} alakban mérve
 Figure 12. Selenium values of flying ash standard samples analysed at Se^{4+}

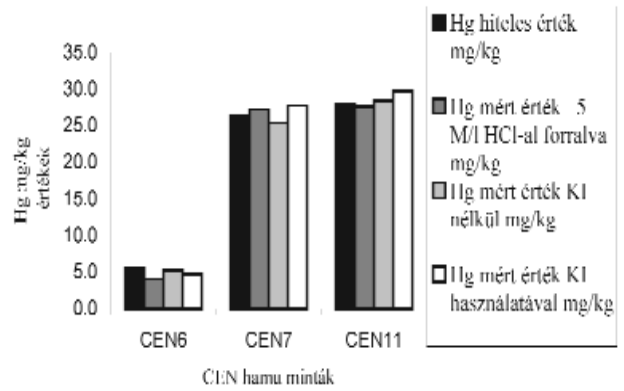
A higany visszanyerését nem befolyásolták az oxidációs állapotok változását célzó eltérő kezelések. Ezt bizonyítja a 13. ábra:

Ezek a hamuminták egyébként hidridfejlesztés meghatározások szempontjából nagyon „nehéz” mintáknak tekinthetők, mert igen magas az Sb-, Pb- és Zn-tartalmuk. A jó egyezések azt jelzik, hogy a hagyományos

3. táblázat. Standard hamuminták összetétele

Table 3. Element contents of the flying ash standard samples

	CEN 6 mg/kg	CEN 7 mg/kg	CEN 11 mg/kg
Al	47500	83800	87000
As	45	74	83
Sb	1206	334	359
Se	46	46	37
Hg	5,4	29,4	28,3
Ba	1365	3335	4618
Be	1,11	2,62	2,25
Cd	512	665	479
Ca	1480000	84500	84500
Cr	576	372	415
Co	28	42	37
Cu	2300	1400	1400
Fe	10900	21600	22800
Pb	12400	13200	12100
Mg	12400	19300	20100
Ni	85	156	131
P	6600	7500	3750
S	39500	32500	33000
Na	64500	32000	30200
Sr	327	390	395
Ti	9210	9050	8700
V	68	91	71
Zn	34300	32700	30200



13. ábra. Standard hamuminták higany tartalma redukálószer alkalmazásával és anélkül mérve

Figure 13. Mercury values of flying ash standard samples analysed without KI pre-reduction and after KI pre-reduction as well

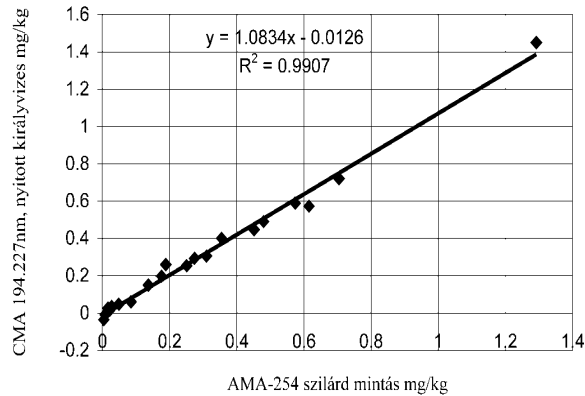
hidridzavarások itt nem, vagy csak lényegesen magasabb zavaró koncentrációk esetén jelentkeznek. Ezeket a méréseket 1% NaBH_4 koncentráció mellett végeztük el. Amennyiben nagyobb mátrixkoncentráció esetén deprimáló hatással találkozunk a jövőben, a borohidrid koncentráció csökkentésével lehet ezt a hatást csökkenteni. Illusztrációként látható az 3. táblázatban a hamuminták összetétele, (a kioldható tartalom) érzékeltetve, hogy a CMA igen kevésbé mátrixérzékeny.

Higanymeghatározás CMA-ICP-AES módszerrel

Munkánk másik fontos alkalmazási területe a higany zavarásmentes meghatározása. Geokémiai prospekciós munkáknál a higany az egyik legjobb indikátoreleme a nemesfém ércesedéseknek (BARTHA, FÜGEDI 1982, BARTHA IKRÉNYI 1982, BARTHA, BALLÓKNÉ 2000). A hagyományos hideggőzös higany meghatározásnál a higany jelét csökkenteni (esetenként teljesen megszünteti) a nemesfémek jelenléte (BARTHA, FÜGEDI 1982, BARTHA, IKRÉNYI 1982, BARTHA, BALLÓKNÉ 2000). Teljesen fölösleges ilyen zavaró hatások esetén a Hg geokémiai indikátorelemként való felhasználása, hiszen az indikátor elem jelét gátolja a prospekciós célelem, így az egész felmérés hatástalan. Ez a nagyon kellemetlen hatás úgy küszöbölhető ki, hogy erősen lúgos közegben végezzük a redukciót (BARTHA, FÜGEDI 1982, BARTHA, IKRÉNYI 1982). Lúgos közegben sokkal lassabb a nemesfémek redukciója, mint a higanygőzök kifejlődése. Néhány mg/kg helyett csak %-os nagyságrendben akadályozza meg az arany a higanygőzök kialakulását. Ez a fajta zavarás szerencsére nem jelentkezik a CMA-nál. Még 100 mg/kg-nyi arany sem csökkentette a Hg jelét, mely pedig már 1–2 mg/kg-nyi koncentrációban is a higanygőzök amalgámként való megkötését eredményezték a korábbi szakaszos, hideggőzös atomabszorpciós meghatározásoknál.

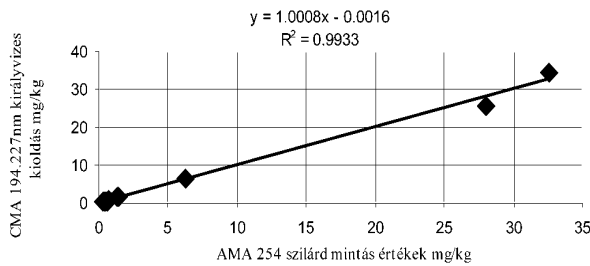
A 14–15. ábrákon közet, talaj és patak hordalék minták higanytartalmának összehasonlítását láthatjuk CMA módszerrel és AMA-254 direkt higany meghatározóval.

Az első esetben mintegy 30 FOREGS (Forum of European Geological Surveys) talaj, patakfordalék és ártéri üledék minta higanytartalmát hasonlítottuk össze. A



14. ábra. FOREGS kőzetminták higany tartalmának összehasonlítása direkt higanymeghatározó és CMA-ICP-AES elemzések alapján

Figure 14. Comparison of mercury contents of the FOREGS rock samples between AMA-254 direct mercury analyser and CMA-ICP-AES method



15. ábra. Talajminták higanytartalmának összehasonlítása direkt higanymeghatározó és CMA-ICP-AES elemzések alapján

Figure 15. Comparison of mercury contents of soil samples between AMA-254 direct mercury analyser and CMA-ICP-AES method

fenti szervezet végzi egész Európára kiterjedően a geokémiai alapvonal programot, mely során a különböző mérendő komponensek meghatározását különböző európai országok laboratóriumai végzik. A MÁFI számára jutott az a megtiszteltetés, hogy mintegy 5000 talaj, patakfordalék, ártéri üledék és humusz minta higanytartalmát mérhették Európa egész területéről. A méréseket egy direkt higanymeghatározó készülékkel végeztük el, melyben feltárás nélkül, közvetlenül mértük a higanyt arany amalgámon való megkötés, majd deszorpció után (Vargáné és Bartha 2000). Méréseink nagyon jól egyeztek a GSC (Geological Survey of Canada) kontrol vizsgálatával. 100 minta esetén végezték el a kontrolvizsgálatokat Kanadában, és kitűnő volt az egyezés. Ott is ugyanolyan módszert használtak: (AMA-254 Advanced Mercury Analyser, LECO). A második esetben pedig talaj és hamustandardok higanytartalmát mértük mind a direkt higanymeghatározóval, mind CMA-val. A CMA méréseknél fontos tanulság: nyitott, királyvizes feltárást követően sem tapasztaltunk veszteséget a Hg tartalomban.

A minta közvetlenül kapta az oxidatív feltáró savkeveréket, és a Hg²⁺ már nem illant el a vízfürdőn, a közel szárazra párolás során. A feltárás megegyezik a hamumintáknál közölt nyitott, királyvizes feltárással. Mind az 1 mg/kg alatti, mind a nagyobb, 30 mg/kg koncentráció tartományban nagyon jó egyezéseket kaptunk.

Plazma robusztusságának vizsgálata CMA alkalmazása mellett

Az irodalomból ismert, hogy hidrogén bekeverése a plazmába növeli a plazma hőmérsékletét, és a robusztusságát is (MURILLO, MERMET 1989, MATOUSEK, MERMET 1993).

Kántor Tibor és Joe Brenner javaslatára vizsgáltuk ezt a kérdést is: 2000 mg/l Ca hatását néztük néhány elemző vonal intenzitására a CMA nélkül, és a CMA használata esetén alkalmazott paraméterek mellett.

A 4–9. táblázatok és a 16–18. ábrák mutatják a 2000 mg/l Ca deprimáló hatását, ill. a depresszió százalékos értékeit atom és ionvonalakra, köztük két hidrides vonalra, továbbá a Mg atom és ionvonalának intenzitás értékeit és arányait, melyek szokásos mérőszámai a robusztusságnak. A táblázatokban és az ábrákon fenti paramétereket ábrázoltuk 1200 W kicsatolt energia és

4. táblázat. 2000 mg/l Ca jelcsökkentő hatása az egyes elemző vonalakon mérve

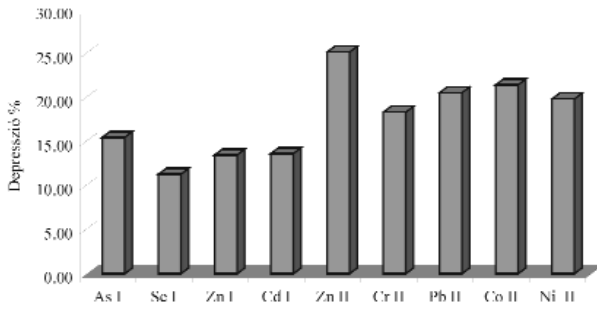
Table 4. Depression of 2000 mg/l Ca on the measured analytical lines

		I/I _{2000Ca}	D%
As I	189,042	1,18	15,51
Sc I	196,090	1,13	11,32
Zn I	213,856	1,16	13,51
Cd I	228,802	1,16	13,67
Zn II	202,548	1,34	25,21
Cr II	205,552	1,22	18,36
Pb II	220,353	1,26	20,58
Co II	228,616	1,27	21,48
Ni II	231,604	1,25	19,87

I = elemzővonal intenzitása mátrixmentes környezetben, I_{2000Ca} = elemzővonal intenzitása 2000 mg/l Ca jelenlétében, D% (Depresszió%) = $(I - I_{2000Ca}) \times 100 / I$

Meinhardt porlasztó alkalmazása mellett is, az első esetben még H₂ gáz nélkül, a másodikban viszont már a CMA „üzemmódban”, amikor az alkalmazott H₂ gáz mennyisége 1% borohidrid mellett 11 ml/perc, mely mintegy 1,5%-a a porlasztógáznak. Jan-Michel Mermet és munkatársai vizsgálták ezt a kérdést részleteiben (MURILLO, MERMET 1989, MATOUSEK, MERMET 1993) csak ők kívülről keverték hozzá a H₂-t a porlasztógázhhoz. Ők 0–50 ml/perc tartományban változtatták a H₂ gáz arányát.

A plazma robusztusságának vizsgálata hagyományos beállítás mellett (P1=1000W, keresztirányú porlasztó, CMA nélkül)



16. ábra. 2000 mg/l Ca jelszökkentő hatása az egyes elemző vonalakon mérve
Atomvonalakon mért átlagos depresszió% = 13,50%. Ionvonalakon mért átlagos depresszió% = 21,10%

Figure 16. Depression of 2000 mg/l Ca on the measured analytical lines

5. táblázat. Magnézium atom- és ionvonalának intenzitás értékei és aránya, robusztusság mérőszáma

Table 5. Intensity values, their ratios as the measure of robustness on the magnesium atomic and ionic lines

	Hullámhossz nm	Intenzitás	MgII/MgI
Mg II	280,27	41000	8,04
Mg I	285,21	5100	

Plazma robusztusságának vizsgálata a CMA-nak megfelelő beállítás mellett: (P1=1200W, Meinhard porlasztó, CMA nélkül)

A robusztusság vizsgálatát fenti paraméterek alkalmazása mellett is meg kellett ismételnünk, hogy össze

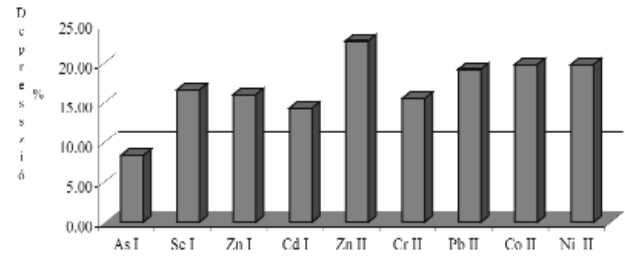
6. táblázat. 2000 mg/l Ca jelszökkentő hatása az egyes elemző vonalakon mérve

Table 6. Depression of 2000 mg/l Ca on the measured analytical lines

		I/I _{2000Ca}	D%*
As I	189,042	1,09	8,40
Sc I	196,090	1,20	16,70
Zn I	213,856	1,19	16,10
Cd I	228,802	1,17	14,40
Zn II	202,548	1,30	22,90
Cr II	205,552	1,18	15,60
Pb II	220,353	1,24	19,30
Co II	228,616	1,25	19,90
Ni II	231,604	1,25	19,90

I = Elemzővonal intenzitása mátrixmentes környezetben, I_{2000Ca} = Elemzővonal intenzitása 2000 mg/l Ca jelenlétében D% (Depresszió%) = $(I - I_{2000Ca}) \times 100 / I$

lehesse hasonlítani a hidrogéngáz hatását. Ennél a beállításnál minden megfelel a CMA mérés beállításainak, csak itt még nem adagolom a savat és a nátrium-borohidridet, vagyis nincs hidrogén jelen a plazmában.



17. ábra. 2000 mg/l Ca jelszökkentő hatása az egyes elemző vonalakon mérve

Atomvonalakon mért átlagos depresszió% = 13,90%. Ionvonalakon mért átlagos depresszió% = 19,50%

Figure 17. Depression of 2000 mg/l Ca on the measured analytical lines

7. táblázat. Magnézium atom- és ionvonalának intenzitás értékei és aránya, robusztusság mérőszáma

Table 7. Intensity values, their ratios as the measure of robustness on the magnesium atomic and ionic lines

	Hullámhossz nm	Intenzitás	MgII/MgI
Mg II	280,27	46414	9,42
Mg I	285,21	4925	

Plazma robusztusságának vizsgálata a CMA alkalmazása mellett: (P1=1200W, Meinhard porlasztó, CMA aktív, hidrogén van jelen a plazmában)

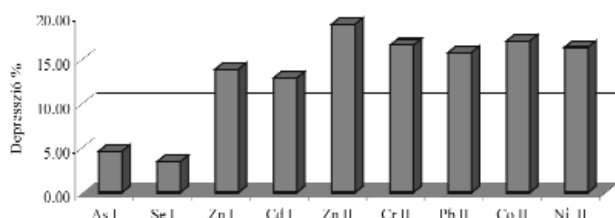
Az ábrák és táblázatok alapján megállapítható, hogy H₂ gáz jelenlétében az atomvonalak átlaga nem változik, az

8. táblázat. 2000 mg/l Ca jelszökkentő hatása az egyes elemző vonalakon mérve

Table 8. Depression of 2000 mg/l Ca on the measured analytical lines

		I/I _{2000Ca}	D%
As I	189,042	1,05	4,70
Sc I	196,090	1,04	3,50
Zn I	213,856	1,16	14,00
Cd I	228,802	1,15	13,00
Zn II	202,548	1,24	19,10
Cr II	205,552	1,20	16,70
Pb II	220,353	1,19	15,90
Co II	228,616	1,21	17,20
Ni II	231,604	1,20	16,50

I = Elemzővonal intenzitása mátrixmentes környezetben, I_{2000Ca} = Elemzővonal intenzitása 2000 mg/l Ca jelenlétében D% (Depresszió%) = $(I - I_{2000Ca}) \times 100 / I$



18. ábra. 2000 mg/l Ca jelcsökkentő hatása az egyes elemző vonalakon mérve

Atomvonalakon mért átlagos depresszió% = 13,50%. Az atomvonalon mért átlagos depressziót a hidridképzők nélkül számoltam, mert a hidrid-fejlesztéses elemekre más mechanizmus szerint érvényesülnek a mátrix-hatások. Ionvonalakon mért átlagos depresszió% = 17,08%

Figure 18. Depression of 2000 mg/l Ca on the measured analytical lines

9. táblázat. Magnézium atom- és ionvonalának intenzitás értékei és aránya, robusztusság mérőszáma

Table 9. Intensity values, their ratios as the measure of robustness on the magnesium atomic and ionic lines

	Hullámhossz nm	Intenzitás	MgII/MgI
Mg II	280,27	47000	10,20
Mg I	285,21	4600	

ionvonalakra ható depresszió viszont csökken, vagyis a plazma robusztusabb lett. A hidridképző elemekre a Ca deprimáló hatása lényegében nem, vagy csak sokkal kisebb mértékben érvényesül. A jelcsökkentő hatás sokkal kisebb, mint a direkt porlasztású elemeknél, ami jelzi, hogy a hidridek esetében más a mátrixhatás mechanizmusa, a hidrideket könnyebb atomizálni, mint az oxid vagy klorid formában beszáradó részecskéket, és valószínűleg a gázalakú hidridek tartózkodási ideje, elosz-lása is más a plazmában, mint az oldatból beszáradó részecskéké.

A jobb áttekinthetőség kedvéért egy táblázatban ábrázoljuk (10. táblázat) a jelcsökkenés és a robusztusság mértékének paramétereit a három különböző plazmabeállítás esetén.

10. táblázat. A jelcsökkenés és a robusztusság mértékének paramétereit a három különböző plazmabeállítás esetén

Table 10. Measure of depression and robustness at the three different plasmameters

	1000 W Cross flow porlasztó II ₂ nélkül	1200 W Meinhard porlasztó II ₂ nélkül	1200 W Meinhard porlasztó II ₂ jelenlétében
Depresszió % Nemhidridképző elemek atomvonal átlaga	13,5	13,9	13,50
Depresszió % Hidridképző elemek atomvonal átlaga	13,4	12,6	4,10
Depresszió % Ionvonal átlag	21,1	19,5	17,1
MgII/MgI arány (robusztusság mértéke)	8,04	9,42	10,2

A hidrogén hatása elsősorban annak tulajdonítható, hogy a hidrogénnek nagyobb a hővezető képessége mint az argonnak, ezért a plazma és az aeroszol között javul az energiátaszport, a cseppek dehidratálódása pedig energiátaszfer kontrollált folyamat. A CMA-nak tehát egy másodlagos előnye, hogy kisebb mértékű deprimáló hatás-ra kell számítanunk, mivel robusztusabb lesz a plazma.

Következtetések

A CMA-ICP-AES technika a hidridképző elemek esetében különösen érzékeny a minta saját savasságára. Ennek ellenére, hogy nagy feleslegben adagolunk savat a módosított ködkamra (reakciótér) aljára, ha a minta saját pH-ja nagyobb a pH=2-es értéknél, az arzén és az antimon 30-50%-al magasabb jelet ad, mint a megszokott 2-es pH-jú minták és kalibráló oldatok esetében. A Hg-ra nincs hatása a savasságnak, a Se pedig növekvő jelet ad a minta csökkenő pH-jával.

Vizsgáltuk a hidridképző elemek oxidációs állapotának szerepét az analitikai jelre 1% NaBH₄ koncentrációt alkalmazva. Az As³⁺ esetén 12-szeres, As⁵⁺ esetén 8-szoros, Sb³⁺-nál 20-szoros, Sb⁵⁺-nél 8-szoros érzékenységnövekedést kaptunk a hagyományos porlasztású meghatározással szemben. A Se esetében csak a Se⁴⁺ hidridaktív, ott 10-szeres, a Hg-nál pedig 16-szoros érzékenység növekedést értünk el.

Optimáltuk a meghatározási paramétereket attól függően, mely típusú zavarásokat akarunk minimalizálni. Megállapítottuk, hogy nagy nátrium-borohidrid koncentrációt alkalmazva (1,5–2,0%) minimálisra csökkenthető az arzén és antimon különböző oxidációs állapotából eredő jelkülönbség, ezzel el lehet kerülni az előredukció alkalmazását, és lehetővé válik az arzénnek és az antimonnak a többi hidridképzővel és a hagyományos porlasztással meghatározható elemekkel való együttes mérése.

Kőzet, talaj, patakhordalék mintáknál a feltárás oxidatív voltát kihasználva egy lépésben lehet mérni az arzént és antimont a többi elemmel, csak gondoskodni kell arról,

hogy a kalibrálókban is a magasabb oxidációs állapotban legyenek ezek a hidridképzők.

Szilárd minták oxidatív feltárása során a Se minden esetben Se^{6+} -vá oxidálódik, ami hidrid-inaktív. Ezért a Se csak óvatos előredukció (5mólos HCl-val történő forralás) után mérhető a CMA-val Se^{4+} formában, célszerűen külön mérés során. Emiatt a szelénnek a többi hidridképzővel és a hagyományos porlasztással meghatározható elemekkel való együttes mérése nem oldható meg.

Jó egyezéseket kaptunk Békés megyei arzénos vizek arzéntartalmának, standard hamuminták hidridképző elemeinek, valamint kőzet, talaj, patakhordalék és ártéri üledék minták higanytartalmának CMA-ICP-AES, és egyéb meghatározásai között.

A higany CMA-ICP-AES mérése során nem jelentkezik a nemesfémek amalgámképződésen keresztül megnyilvánuló depressziós, esetenként teljesen gátló hatása, és a higany jele nem függ kimutatható mértékben a minta

saját savasságától, illetve az oxidáló – vagy redukálószerek jelenlététől.

Előnye a CMA technikának, hogy a H_2 gáz jelenléte miatt javul a plazmában az energiátanszport; robusztusabb, kevésbé mátrixérzékeny lesz a plazma. A hidrogén hatása elsősorban annak tulajdonítható, hogy a hidrogénnek nagyobb a hővezető képessége mint az argonnak, ezért a plazma és az aeroszol között javul az energiátanszport, a cseppek dehidratálódása pedig energiátanszfer kontrollált folyamat.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki Dr Joe Brennernek, és Dr Kántor Tibor Professzor Úrnak értékes tanácsaikért a H_2 gáznak a plazma robusztusságára kifejtett hatásának tanulmányozásához.

Irodalom — References

- BALLÓK I-NÉ és BARTHA A. 2000: Hagyományos porlasztású és hidridtechnikával meghatározható elemek egyidejű mérése CMA (concomitant metals analyser) módszerrel.—*Vegyészkonferencia, Debrecen, konferencia kiadvány*
- BARTHA A. and BALLÓK I. 2000: Experiences with the CMA (concomitant metals analyser) method using ICP-OES spectrometry. — *Angol nyelvű előadás a Jobin Yvon cég felhasználói ülésén (JY Users Club), Budapest*
- BARTHA A. és BALLÓK M. 2001: Hidridképző és hagyományos porlasztással mérhető elemek CMA-ICP-AES módszerrel történő egyidejű meghatározása során szerzett tapasztalatok. — *44. Magyar Szinképelemző Vándorgyűlés, Baja. Konferencia kiadvány*, pp. 2–3.
- BARTHA A and FÜGEDI P. 1982: Mélységi geokémiai kutatás előkészítése, kőzet és talajminták higanytartalmának (AAS) meghatározása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1981. évről*, pp. 523–530
- BARTHA A. and IKRÉNYI, K. 1982: Interfering effects on the determination of low concentrations of mercury in geological materials by cold vapour atomic absorption spectrometry. — *Analytica Chimica Acta* 139, pp. 329–332.
- BEACH, L. M. 1992: Determination of As, Sb, and Se in difficult environmental samples by hydride generation AA instruments at work. — *Varian Instruments*, AA–105.
- BRODIE, K., FRARY, B., STURMAN, B. and VOTH, L. 1983: An automated vapor generation accessory for atomic absorption analysis AA instruments at work. — *Varian Instruments*, AA–38
- EVANS, S. J., JOHNSON, M. S. and LEAH, R. T. 1986: Determination of mercury in fish tissue, a rapid, automated technique for routine analysis. — *Varian Instruments*, AA–60
- ELRICK, K. A., and HOROWITZ, A. J. 1987: Analysis of rocks and sediments for mercury by wet digestion and flameless cold vapour atomic absorption AA instruments at work. — *Varian Instruments*, AA–72.
- MATOUSEK, J. P. and MERMET, J. P. 1993: The effect of added hydrogen in electrothermal vaporization inductively coupled plasma atomic emission spectrometry. — *Spectrochimica Acta* 48B, (6/7), pp. 835–850.
- MOFFETT, J. 1988: The determination of arsenic in non-silicate geological ore samples using a vapor generation accessory AA instruments at work. — *Varian Instruments*, AA–78.
- MURILLO, M. and MERMET, J. M. 1989: Improvement of the energy transfer with added-hydrogen in inductively coupled plasma atomic emission spectrometry. — *Spectrochimica Acta* 44B, (4), pp. 359–366.
- TYLER, G.: JY-Horiba, CMA nebuliser. Internet: <http://icp-oes.com/cma.htm>
- TYLER, G., and MUNDY, P. 2001: Environmental ICP work conforming to the new US-EPA regulations ILMO-5. — *European Winter Conference on Plasma Spectrochemistry*, O–56.
- TYLER, G., COSNIER, A. and LECORRE, N. 1999: Simultaneous determinations of hydride forming elements with “normal” elements in a single analytical run. — *42. Magyar Szinképelemző Vándorgyűlés, Veszprém. Konferencia kiadvány*, pp. 61–65.
- VARGÁNÉ BARNÁ ZS. és BARTHA A. 2000: FOREGS minták higanytartalmának vizsgálata AMA 254 higanymeghatározó készülékkel. — *Vegyészkonferencia, Debrecen, Konferencia kiadvány*
- VOTH-BEACH, L. M., and SHRADER, D. E.: Reduction of interferences in the determination of arsenic and selenium by hydride generation. — *Spectroscopy*, 1, 0.
- WELZ, B. and SPERLING, M. 1999: Atomic absorption spectrometry, Third edition. — *Wiley-VCH*
- WELZ, B. and MELCHER M. 1980: Influence of valence state on the determination of antimony in steel using the hydride AA technique. — *Atomic Spectroscopy* 1 (5), pp.145–147.

Nemesfémek meghatározása recski ércmintákból: savas kioldás és tűzi módszerek hatékonyságának vizsgálata

Determination of precious metals in ore samples from Recsk: study on efficiency of acidic leaching and fire assay methods

BERTALAN ÉVA¹, BARTHA ANDRÁS¹, RIITTA JUVONEN², LEENA SOIKKEL², FÖLDESSY JÁNOS³, SZEBÉNYI GÉZA⁴

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14., Budapest, Hungary

²Geological Survey of Finland, Betonimiehenkuja 4, FIN-02151 Espoo, Finland

³Miskolci egyetem, Földtan–Teleptani Tanszék,

3515 Miskolc-Egyetemváros, Hungary

⁴Magyar Geológiai Szolgálat, 1143 Budapest Stefánia út 14., Budapest, Hungary

Kulcsszavak: arany, platinacsoport, kémiai elemzés, minta-előkészítés, kioldás, tűzi eljárás, hatékonyság, induktív csatolású plazma módszerek

Összefoglalás

Az ólom és nikkelszulfid tűzi eljárást széleskörűen alkalmazzák geológiai minták elemzésekor, a műszeres meghatározást megelőző elválasztási és elődúsítási módszerként. A klasszikus ólom tűzi eljárással általában jó visszanyerések érhetők el aranyra, platínára és palládiumra. A nikkelszulfidos tűzi módszert akkor használjuk, ha mind a hat platinafém meg akarjuk határozni. Bár a rénius visszanyeréséről ellentmondásos közleményeket találunk, gyakran ezt az elemet is meghatározzuk a nikkelszulfid tűzi módszerrel történő elválasztás után.

Jelen munka célja az volt, hogy összehasonlítsuk a meghatározandó elemek (vagyis az arany és a platinafémek) visszanyeréseit, mind királyvizes kioldás használatával, mind pedig a kétféle tűzi eljárás alkalmazásával (a klasszikus ólom tűzi módszerrel és a nikkelszulfid tűzi módszerrel), különös tekintettel a szulfidásványokat tartalmazó mintákra.

A recski ásványosodás területe perspektivikusnak tűnik platinafém prospekcióra. Néhány kiválasztott mintából határoztuk meg az aranyat és a platinafémeket (valamint a réniomot), mind savas kioldással, mind pedig tűzi módszerekkel történő minta-előkészítéssel. Az elemek meghatározása ICP-optikai emissziós spektrometrián (ICP-OES) és/vagy ICP-tömegspektrometrián (ICP-MS) történt.

Az eredmények azt a jól ismert ténytet bizonyították, hogy az ólom tűzi eljárással kapott arany értékek szignifikánsan nagyobbak a nikkelszulfid tűzi módszerrel kapott értékeknél. Jó néhány minta platinafém-koncentrációja túl kicsi volt a megfelelő összehasonlításhoz. Mindazonáltal 13 mintát hasonlítottunk össze palládiumra, míg platínára csak 4 mintát tudtunk összehasonlítani. Nem találtunk szignifikáns eltéréseket. Néhány minta jelentős mennyiségű szulfidásványt tartalmazott, amelyek hajlamosak zavarni mindkét tűzi eljárást. A minták nagy átmenetifém-tartalma zavarhatja az arany és a palládium visszanyerhetőségét a nikkelszulfid tűzi eljárás során. A visszanyerés javítása további vizsgálatokat igényel.

Eredményeink azt mutatják, hogy a királyvizes kioldásból közvetlenül, tehát elválasztás nélkül történő ICP-MS mérés nem alkalmas a platinafémek meghatározására. Ezeknek az elemeknek a meghatározásához a tűzi módszerek használata a jelek szerint megkerülhetetlen.

Keywords: gold, platinum group, chemical analysis, sample preparation, leaching, fire assay, efficiency, inductively coupled plasma methods

Abstract

In the analysis of geological samples, lead fire assay and nickel sulphide fire assay are widely applied as separation and pre-concentration procedures for gold and platinum group elements before instrumental determination. Good recoveries are generally obtained for gold, platinum and palladium by the classical lead fire assay. Nickel sulphide fire assay is used when all six of the platinum group elements (PGEs) are determined. Although there are contradictory reports on the efficiency of rhenium recovery, this element is also often determined after nickel sulphide fire assay separation.

The aim of the present study was to compare analyte (i.e. gold and platinum group elements) recoveries obtained by aqua regia leaching and the two fire assaying procedures (the classical lead fire assay and the nickel sulphide fire assay), with special emphasis on samples containing sulphide minerals.

The Recsk mineralization area seems to be promising for PGE exploration. Selected samples were analysed for gold and platinum group elements (and also rhenium), using both acidic leaching and fire assay methods for sample preparation. The elements were determined by ICP-optical emission spectrometry (ICP-OES) and/or ICP-mass spectrometry (ICP-MS).

The results demonstrated the well-known fact that gold results by lead fire assay are significantly higher than by nickel sulphide fire assay. The PGE concentration of many of the samples was too low for a good comparison. 13 samples were compared, however, for palladium, while only 4 samples could be compared for platinum. No significant differences were found. Some samples contained appreciable amounts of sulphide minerals which tended to interfere in both fire assay procedures. High base metal content of the samples can interfere in the nickel sulphide fire assay recovery of gold and palladium. Improving the recovery requires more investigation.

Our results show that the direct ICP-MS analysis after aqua regia leaching (without any separation) is not suitable for the determination of the PGEs. For the determination of these elements, the use of the fire assay methods appears to be inevitable.

Bevezetés

Nemesfémeknek az aranyat és a platina-csoport elemeit nevezzük. Az ezüst nem tartozik ide. A platinacsoport hat, egymással közeli rokonságban álló elemből áll: ruténium, ródiium, palládium, ozmium, irídium és platina. Egyesek szerint a rénius is ide sorolható.

A nemesfémek meghatározása még ma is jelentős kihívás a szervesetlen analitikai kémikus számára. A természetben a nemesfémek kis koncentrációkban és többnyire inhomogén eloszlásban fordulnak elő. Ezért nagy méretű mintákra van szükség ahhoz, hogy a meghatározások kellőképpen reprezentatívak legyenek. Ugyanakkor még ezen az alacsony koncentráció szinten is precíz eredmények szükségesek a petrológiai vizsgálatokhoz, illetve a geokémiai kutatáshoz.

A különböző analitikai mérési módszerek széles skálája áll rendelkezésre. Ezek használhatósága természetesen jelentősen függvénye a meghatározandó elemek mintabeli koncentrációjának. A használatos mérési módszerek közül megemlíthető a tűzi vizsgálat, az AAS (atomabszorpciós spektrometria), ICP-OES (induktív csatolású plazma optikai emissziós spektrometria), ICP-MS (induktív csatolású plazma tömegspektrometria), NAA (neutronaktivációs analízis), XRF (röntgenfluoreszcenciás spektrometria), polarográfia, ASV (anódos stripping voltammetria), gravimetria és titrimetria.

Az igazi problémát a minták előkészítése, tehát feltárása, és sok esetben a meghatározandó nemesfémek dúsítása és a mintamátrixtól való elválasztása jelenti. Erre szintén számos módszer áll rendelkezésre.

Ezek a következők:

— Savas oldás (ez a legegyszerűbb, leggyakrabban királyvizes kioldás).

— Alkalikus ömlesztés (nátrium-peroxid, alkáli-hidroxidok és alkálifém-peroxidok keveréke).

— Klórozás (klórgázzal, magas hőmérsékleten).

— Oxidáló fluorozás (főleg orosz szerzők írják le, bróm-trifluorid és kálium-tetrafluorobromát a leggyakrabban reagensek; bár xenon-tetrafluoridot is használnak). (A reagenseket is többnyire a laboratóriumban kell előállítani. Az eljárás elég bonyolult, és komoly biztonsági

intézkedéseket igényel. A hatásfoka egyes esetekben problematikus.),

— Cianidos oldás. (Elsősorban a terméсарыat oldja ki. Főleg ércprospekcióhoz használatos, de technológia is épülhet rá. Igen nagy előnye, hogy a mintamátrixtól való elválasztás is elérhető vele és jelentős mértékű dúsítással jár. Igen nagy méretű minták kezelésére alkalmas, legalább 500 g-os, de akár több kg-os mintaméretet is kezelhetők. A nagyon komoly biztonsági problémák miatt teljesen külön kiépítésű laboratóriumot igényel.)

A további jelentősebb dúsítási eljárások a következők:

— tűzi módszer (a leginkább elterjedt),

— együtt-lecsapás (Pt, Pd és Au – réz jelenlétében szulfidként; tellúr – minden nemesfémre; tiokarbamid, tioacetamid + Cu – Au, Pt, Pd, Rh, Ru, és Ir; higany – Au),

— ioncsere,

— kelátképzők használata,

— extrakció (Au – metil-izo-butyl-keeton, MIBK; Ru és Os – kloroform; Pt, Pd, Ir és Os – nagy molekulású aminos vagy antipirin + kloroform),

— desztillálás (Ru és Os – tetroxidként).

A legegyszerűbb a királyvizes kioldás. Ez azonban nem minden nemesfémre kvantitatív. Irodalmi adatok szerint szobahőmérsékleten közel kvantitatív kioldási hatásfok érhető el az aranyra és a palládiumra, kisebb, de még értékelhető a kioldás hatékonysága (kb. 20–40%) a platínára, ruténiumra, ródiumra és ozmiumra, és végül igen kicsi kioldási hányadot (1–10%) kaptak az irídiumra. A kioldási hányad természetesen a minták összetételétől is függ, magasabb kéntartalmú mintákból alacsonyabb kioldási hányadokat kaphatunk. A rossz kioldás oka egyes platinafém-ásványok királyvízben való csekély oldhatósága.

A tűzi vizsgálat még napjainkban is a legfontosabb dúsítási és elválasztási módszer a nemesfémekre. Mint az ismeretes, a nemesfémek nagyon kis koncentrációkban vannak jelen a mintákban. Ráadásul, főleg az arany esetében, a fémek eloszlása nagyon inhomogén lehet. Ez a két tényező teszi előnyössé a tűzi vizsgálatot, ahol nagy méretű minták használhatók és a nemesfémek végül szelektíven egy kis regulusba koncentrálnak. További előny, hogy a nemesfémeket a komplex

mintamátrixból egy relatíve egyszerű fémötvözetbe visszük át. Fontos még a módszer széles körű alkalmazhatósága ércekre, koncentrátumokra, kőzetekre és ipari termékekre.

A tűzi módszer lényege, hogy a mintát magas hőmérsékleten redukáló salakképző adalékkal megömlesztjük, aminek eredményeképpen az úgynevezett kollektor anyagból képződött regulust kapunk, amely tartalmazza a nemesfémeket, míg a fő mátrix elemek egy üveges salakban koncentrálnak. A regulusból a nemesfémeket vagy valami közvetlen módszerrel határozzuk meg (például az ólom regulusból ólomúzés után mérlegeléssel, vagy a nikkel-szulfid regulusból valamilyen roncsolásmentes analitikai módszerrel, például neutronaktivációsan), vagy pedig a regulust feloldjuk, és a kapott oldatból végezzük el az elemzést.

Még mindig elterjedten használatos a klasszikus ólom tűzi módszer, amelyet arany meghatározására még ma is a legjobbnak tartanak, a platinafémek közül azonban csak néhány gyűjhető össze. Az összegyűjtés mechanizmusa tulajdonképpen nem teljesen világos. Annak érdekében, hogy minden platinafém meghatározható legyen, megváltoztatták a kollektort. A legsikeresebb próbálkozásnak a nikkel, pontosabban a nikkel-szulfid alkalmazása bizonyult, amely világszerte gyorsan elterjedt. A nikkel-szulfid tűzi módszert először elődúsítási lépésként vezették be az ozmium spektrofotometriás meghatározásában (WILLIAMSON, SAVAGE 1965). Az 1970-es években ez a módszer népszerűsége tett szert mint a neutronaktivációs analízishez alkalmazott dúsítási módszer. Ma bevett módszer geológiai minták elemzésére.

A tűzi vizsgálatoknak, sajnos, hátrányai is vannak. Először is, a szükséges berendezések (kemencék stb.) terjedelmesekek, helyigényesek, környezetszennyezők és igen költségesek. A vizsgálat sikere igen nagymértékben függ a kivitelező személy tapasztalatától és ügyességétől. A technika „piszkos”, nagy mennyiségű vegyszer felhasználását igényli. Főleg ezüsttel könnyű keresztbe szennyezni a mintákat. A folyamat során egyes nemesfémekből veszteségeink lehetnek. Ennek okait és mértékét még vizsgálják.

Magyarországon korábban több helyen is foglalkoztak a nemesfémek elemzésével. Tűzi eljárást alkalmaztak a recski ércbánya laboratóriumában és az Országos Nemesfémvizsgáló Intézetben. Közvetlen vagy közvetett spektroszkópos meghatározásokkal próbálkoztak az egri laboratóriumban, a debreceni egyetemen és grafitekemencés atomabszorpciós módszereket használtak a mádi laboratóriumban. Az így kapott eredményeknek a minősége gyakran nem felelt meg a kívánalmaknak.

A recski (lahócai) ércbányászat során az 1800-as évek közepétől nagyszámú tűzi aranyelemzés készült, melyek elemzési értéktartománya általában fél mg/kg és néhány tíz mg/kg tartományban mozgott. A mélyszinti ércelefordulás kutatásának időszakában, a Recsken újonnan

felépült laboratóriumban, új személyzettel végzett tűzi aranyelemzések átlagos értéktartománya körülbelül egy nagyságrenddel alacsonyabb volt. Már az 1980-as évek közepén, a Nemesfémvizsgáló Intézetben végzett kisszámú kontrollvizsgálat is jelezte a recski tűzi labor bizonytalanságát, főként az alacsony értéktartományokban. Szükségessé vált tehát további kontrollelemzések elvégzése, illetve — természetesen — új eljárások bevezetetésének vizsgálata.

A MÁFI laboratóriumában tűzi vizsgálatokat nem végzünk, itt erre soha nem is volt meg a lehetőség, a felszereltség. Arany meghatározást már sok ezer mintából végeztünk, platinafémek elemzésével kapcsolatos tapasztalataink azonban nem nagyon voltak. A „Laboratóriumi együttműködés a MÁFI (Magyar Állami Földtani Intézet) és a GTK (vagy GSF, Finn Földtani Intézet) között főelemek, arany és platinafémek, és egyéb nyomelemek meghatározására a recski porfirós rézércben” című kétoldalú finn–magyar Tét-együttműködés elnyerése biztosított számunkra lehetőséget egyrészt arra, hogy megismerjük és tanulmányozzuk a nemesfémek meghatározásának módszereit, másrészt pedig arra, hogy a platinafémekre perspektivikusnak tűnő recski ásványosodás néhány kiválasztott mintájáról új adatokat nyerhessünk. A munka kapcsolódott a T. 37581 sz. OTKA-pályázathoz („A recski ércmező geokémiai eloszlásainak átfogó kvantitatív és térbeli vizsgálata, a földtani bizonytalanság figyelembevételével”) valamint a T. 37619 sz. OTKA-pályázathoz („A Kárpát-medencei paleogén szerkezetalakulás rekonstrukciója a magmás tevékenység és üledékképződés egyidejű jellemzésével”) is.

Az volt a célunk, hogy többféle módszerrel végezzük el a nemesfémek meghatározását, és a különböző módszerek összehasonlításával, az eredmények ismeretében alakítsuk ki a projekt második szakaszát.

Kísérleti rész

Minták

Az 1. táblázatban mutatjuk be az elemzésre kiválasztott minták listáját. Lehetőségeink behatárolt volta miatt 18 mintát választottunk ki az első vizsgálatokhoz. A recski ércesedés meglehetősen nagy és komplex rendszer, amelyet ilyen kis számú mintával természetesen nem lehet lefedni. A minták kiválasztásában mindazonáltal a lehetőségek szerinti maximális reprezentativitásra törekedtünk.

Az első hat minta egy néhány évvel ezelőtt lefolytatott új aranykutatási projektből való. A minták a Lahóca-hegyről, kis mélységből származnak. A következő négy minta múzeumi példány. Ezek közül három szintén a Lahóca-hegyről való, a negyedik egy elkülönült, távolabbi minta. A következő öt minta a mélyszinti ércesedésből származik, mind a –700, mind a –900 méteres szintet

1. táblázat. Az elemzésre leadott minták listája
Table 1. List of the samples selected for analysis

Szám	Minta helye „in situ”
1	R-368 103 m
2	R-372 16.5 m
3	R-372 41 m
4	R-372 131 m
5	R 371 71 m
6	R 421 86 m
7	Recsk Lahóca, III. tömzs, 110. ponti fejtés
8	Recsk, Zsuzsanna lejtakna
9	Recsk, Lahóca, II. tömzs, Régi Középső-György táró, 38. ponti fejtés
10	Parádfürdő Egyesülés bánya, 123. sz. vágat, 5.5 m ÉK-i fal
11	Recsk Mélyszint, -700 m szint, K-i 5. sz. vágat
12	Recsk Mélyszint, 700 m szint, É-i 5. sz. vágat
13	Recsk Mélyszint, -900 m szint, 321. sz. vágat 2.5 m, K-i fal
14	Recsk Mélyszint, -900 m szint, Ny-i 3. sz. vágat, 57 m
15	Recsk Mélyszint, -900 m szint, 4. sz. vágat
16	Recski Érdúsító (lahóca-lejtaknai érc+rudabányai rézére)
17	Recski Érdúsító (porfiros rézére a 9. sz. hányóról, 700 m, 5. sz. vágat túlsúlya)
18	Recski Érdúsító (szkarnos rézére a 9. sz. hányóról, -900 m, 32-4 sz. vágat túlsúlya)

2. táblázat. Néhány kalkofil elem koncentrációja a kiválasztott mintákban, királyvizes kioldás után mérve

Table 2. Concentration of some chalcophile elements in the selected samples, measured after aqua regia leaching

Minta	As mg/kg	Cu mg/kg	Fe mg/kg	Mo mg/kg	Pb mg/kg	S mg/kg	Zn mg/kg
1	1843	328	39970	14,2	52,7	808	13,4
2	2551	19,4	36260	<2	42,1	3780	60,6
3	681	215	38870	4,15	82,7	1486	8,32
4	5458	1322	40940	9,63	40,2	16590	11,9
5	4222	241	56820	5,04	176	1297	47,6
6	1684	1614	36780	10,9	170	1421	19,2
7	1077	211900	103500	<2	282	18920	467
8	4947	186600	33170	3,43	198	13320	518
9	12940	59980	65890	6,17	102	4823	134
10	1000	2200	17520	3,98	1724	19900	11970
11	47,0	6257	62460	12,7	<10	12960	276
12	33,0	258	15280	1059	<10	11960	27,3
13	54,6	217000	149600	<2	90,0	81820	1194
14	62,1	4208	235600	<2	14,7	6365	293
15	69,7	92140	218100	<2	60,9	56430	6764
16	128	44410	189000	395	112	25850	346
17	209	175400	214000	788	502	86350	3342
18	218	87840	260400	306	202	52880	404

képviseli. Az utolsó három pedig az ércdúsítóból származó recski technológiai minta.

Hogy a minták jellegéről némi képet kapjunk, kiemelve bemutatjuk néhány kalkofil elemnek a királyvizes kioldás után mérhető koncentrációit. (2. táblázat) Látható, hogy sok minta pirites, kalkopirites, tehát magas a vas- és réz tartalmuk. Néhány mintában az arzén is magas, ezek az enargit-rézérces minták (7, 8, 9. sz. minták). A 9. sz. mintában az arzénkoncentráció 1% fölött van. Van egy molibdenites mintánk is (12. sz. minta).

Minta-előkészítés

Munkánk során háromféle minta-előkészítési eljárást alkalmaztunk: a királyvizes kioldást, az ólom tűzi módszert és a nikkel-szulfid tűzi módszert. A MÁFI laboratóriumában elvégeztük a savas kioldást, és ebből az oldatból meghatároztuk az aranyat (GF-AAS módszerrel), a többi nemesfémeket (ICP-MS módszerrel), és néhány főelemet (többnyire ICP-OES módszerrel). Ezeket az oldatokat elvittük a finn intézetbe is, ahol szintén meghatározták belőlük ICP-MS módszerrel a nemesfémeket. Az eredeti pormintákat is elvittük a finn intézetbe, és ott mindkét tűzi eljárással elvégeztük a nemesfémek elválasztását és dúsítását. A nemesfémek meghatározásához mind az ICP-MS, mind pedig az ICP-OES módszert használtuk.

Királyvizes kioldás

A MÁFI Kémiai Laboratóriumában aranyelemzésekhez fejlesztettük ki a királyvizes kioldási módszerünket. A kioldást 2 óráig tartó, 700 °C-os pörkölést követően végezzük el nyitott edényben. A pörkölésre azért van szükség, mert az esetlegesen jelen lévő arsenopirit oldhatósága királyvízben nem elég jó hatásfokú. A pörkölés során a szulfidok szulfátokká oxidálódnak, és így oldható formává alakulnak át. 5 g mintából végezzük a pörkölést, majd ezt követően a savas kioldást, ugyanis ez a viszonylag nagyobb anyagmennyiség csökkenti az arany egyetlen eloszlásából származó bizonytalanságot, az ún. „nugget” hatást. A pörkölt mintát üvegpohárba visszük át, majd 12,5 ml tömény sósavat és 5 ml tömény salétromsavat adunk hozzá, és vízfürdőn szárazra pároljuk. Az oldási maradékot 10 ml 1:1 hígítású sósavoldattal felvesszük, és 50 ml végtérfogatra töltjük fel. Így végül 100 g/l koncentrációjú mintaoldatot nyerünk, melynek alikvot részleteiből mérjük az aranyat a MIBK-es extrakció után, az egyéb elemek meghatározására pedig a megfelelő hígítást követően kerül sor.

Pb tűzi vizsgálat

25 g pormintát 600 °C-on, 3 h hosszat pörköltünk elektromos kemencében. A mintákat pörkölés után műanyag zsákba öntöttük át, hozzámértünk 50 g ólom-oxidot és kb. 130 g ömlesztő keveréket. A keverék összetétele: 16%

nátrium-karbonát (Na_2CO_3), 26% kálium-karbonát (K_2CO_3), 22% nátrium-tetraborát ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$), 26% kálium-hidrogén-tartarát ($\text{KHC}_4\text{H}_4\text{O}_6$) és 10% kvarc (SiO_2). Minden vegyszer analitikai tisztaságú volt. A zsák lezárása előtt a keverékhez ismert mennyiségű ezüstöt is adtunk, ezüstre nézve 1 g/l töménységű ezüst-nitrát oldat formájában. Az ezüst lesz a nemesfémek hordozója az eljárás során. A mintákat a vegyszerekkel a műanyag zsákban alaposan összekevertük, a zsákkal együtt agyag tégelybe gyömöszöltük, és előmelegített kemencében, 1100 °C-on 1 óra hosszat tartottuk. Az ömledéket vas öntőformába öntöttük, és hagytuk kihűlni.

Lehűlés után a (nemesfémeket is tartalmazó) ólom regulust elválasztottuk a salaktól, kefével tisztítottuk, formára kalapáltuk, és mérlegeltük. (A jól elkészített regulus kb. 45 g.) Szükség esetén (ha a regulus túl nehéz volt, ez főleg magas réztartalmú mintáknál fordul elő) újraömlesztettük. Ilyenkor a regulust agyag tégelybe helyeztük, és annyi bóraxot adtunk hozzá, hogy ellepje. 1000 °C-os kemencében 15 percig ömlesztettük.

A formázott regulust magnezit tégelybe helyeztük, a tégelyt előmelegített 960 °C-os elektromos kemencébe tettük. Addig tartottuk ezen a hőmérsékleten, amíg az óloműzés teljesen lejátszódott. A folyamat során a magnezit tégely a keletkező ólom-oxidot abszorbeálja (abból visszanyerhető). A tégelyben egy kis ezüst gyöngy marad vissza, amely a minta arany (és persze ezüst) tartalmát, valamint a platinafémek közül a platinát és palládiumot, bizonytalan mértékben a ródiót, és még bizonytalanabb mértékben a többi tartalmazza.

Lehűlés után a képződött ezüstgyöngyöt laposra kalapáltuk (hogy könnyebben oldódjon), és beosztással ellátott, 10 ml-es kémcsőbe helyeztük. 0,5 ml tömény salétromsavat adtunk hozzá, és kb. 1 órán át vízfürdőn 70 °C-on tartottuk. Lehűlés után 1,5 ml tömény sósavat adtunk hozzá, és szobahőfokon éjszakára állni hagytuk. Másnap vízfürdőn kb. 30 percig melegítettük, majd hűlés után 6 M sósavval 10 ml-re töltöttük fel. Az oldatot ICP-OES módszerrel analizáltuk, de tovább hígítva, belső standard hozzáadása után, az összehasonlítás kedvéért ISCP tömegspektrometrián is végigmértük a mintákat.

NiS tűzi vizsgálat

A finoman elporított kőzetmintából 15 g-ot (a várhatóan magas réztartalmú mintákból csak 5 g-ot) összekevertünk 5 g nikkellel, 3 g kénnel, 20 g nátrium-tetraboráttal ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$), 10 g nátrium-karbonáttal (Na_2CO_3) és 5 g kvarccal. A mintát és a reagenseket közvetlenül egy 100 ml-es eldobható műanyag fiolába mértük be, hogy kényelmesebb legyen összekeverni, és hogy elkerüljük a minták keresztbe szennyeződését. Miután alaposan összekevertük, a fiola tartalmát tűzálló agyag tégelybe ürítettük, ezt egy kisebb tégellyel lefedtük és betettük az előmelegített 1100 °C-os elektromos kemencébe. A mintát a kemencében ezen a hőmérsékleten 75 percig tartottuk. Az ömlésztés során az

ömledékben két fázis képződik, a szulfid fázis és a szilikátos fázis. Az aranyat és a platinafémeket a szulfidok gyűjtik össze. A tégelyt azért fedtük le, hogy elkerüljük az ömlésztés során a szennyeződést, és azt találtuk, hogy ez kb. 1 g-mal növelte a nikkel-szulfid gomb méretét, mivel kevesebb kén oxidálódott az ömlésztés során, és több volt elérhető a gombképződéshez a lefedett tégelyben.

A tégelyt kivettük a kemencéből és szobahőmérsékleten hagytuk lehűlni. A lehűlés során a szulfid fázis egy nikkel-szulfid gombként szeparálódik a tégely alján. Mikor lehűlt, a tégelyt kalapáccsal eltörtük, és a nikkel-szulfid gombot elválasztottuk a salaktól. A gombot átvittük egy 500 ml-es Erlenmeyer-lombikba, és kb. 300 ml tömény sósavat adtunk hozzá. A lombikot óraüveggel lefedtük. A kén-hidrogén fejlődése és a nikkel-szulfid gomb oldódása akkor kezdődik meg, amikor a lombikot rezsón melegítjük. Az oldat hőmérsékletét kb. 90 °C-on tartottuk. Magasabb hőmérséklet növelné a sósav elpárolgását, és alacsonyabb hőmérséklet csökkentené a reakciósebességet. A nikkel-szulfid gomb oldását általában egy éjszakán át végezzük.

A savas oldatot, a rezsóról levéve, kb. 150 ml vízzel hígítottuk. A tellúros együttleszapáshoz 5 ml tellúr oldatot (1 g/l Te) és 7 ml ón(II)-klorid-oldatot (100 g $\text{SnCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ oldva 150 ml sósavban és vízzel 500 ml-re feltöltve) adtunk hozzá. A redukáló ágens hozzáadása során a tellúr redukciója az oldat megfeketedése révén azonnal megfigyelhető. A nagy vastartalmú mintákhoz több redukáló ágensre lehet szükség. Az oldatot gyengén melegítettük (80–90 °C) kb. 1 óra hosszat, és a tellúr csapadékot hagytuk összeállni. Az oldatot lehűtöttük és aztán kevert cellulóz észter szűrőn (0,45 μm) át vákuum-szűrtük. A szűrőt 50 ml-es műanyag kémcsőbe vittük át és 5-5 ml tömény sósavat és salétromsavat adtunk hozzá. A kémcsőveket könnyedén lezártuk és egy éjszakára vegyifülkében állni hagytuk. Aztán vízfürdőn kb. 70–80 °C-on 1 óra hosszat melegítettük. A savas oldatot 30 ml vízzel hígítottuk és centrifugáltuk. Az oldatot tovább hígítottuk, és talliumot adtunk hozzá, belső standardként az ICP-MS meghatározásokhoz. Az üveg edényzetet az egyes minták között forró királyvízzel tisztítottuk.

Műszerek

A MÁFI laboratóriumában az ICP-OES mérésekhez Jobin Yvon gyártmányú JY 70 típusú kombinált (szimultán-szekvens) készüléket, az ICP-MS mérésekhez VGE PlasmaQuad II STE kvadrupól ICP-MS készüléket használtunk. Az ionoptikát egy közepes tömegszámú elemre, az indiumra optimaltunk. A műszerparaméterek a 3. és a 4. táblázatban láthatók. Az arany meghatározását Varian SpectrAA-10BQ atomabszorpciós spektrofotométerrel végeztük el, Varian GTA 95 elektrotermikus atomizáló egység és PSD automata mintaváltó alkalmazásával. A méréshez kódolatlan Varian vajtkatód

aranylámpát használtunk. 242,8 nm hullámhosszúságon mértük az aranyat, deutérium háttérkorrekciót alkalmazva. Pirolitikusan bevont grafitcsöveket (No.: 63-10012-00) használtunk a mérésekhez. A műszerparamétereket az 5. táblázatban foglaltuk össze.

3. **táblázat.** Az ICP-OES készülék működési paraméterei a MÁFI laboratóriumában

Table 3. Operating conditions of the ICP-OES instrument in the laboratory of the GIH

Készülék	Jobin Yvon JY70
Kicsatolt RF energia	1000 W
Visszavert energia	<10 W
Plazma gáz áramlási sebessége	12 l/min
Sheath gáz áramlási sebessége	0,2 l/min
Porlasztó típusa	cross-flow
Porlasztó gáz áramlási sebessége	0,4 l/min
Porlasztó nyomás	2,7 bar
Megfigyelési magasság	15 mm (a tekercs fölött)
Integrációs idő	0,5 s (poli) - 5 s (mono)

Az integrációs idő függ attól, hogy polikromátort vagy monokromátort használunk, és függ a meghatározandó elemtől (a kiválasztott vonal relatív intenzitása, hullámhossz, a háttér minősége stb.).

A Finn Földtani Intézetben a tűzi módszerekhez Naber N-41 elektromos kemencét használtunk. Az ICP-OES meghatározásokat Thermo Jarrell Ash Corporation

4. **táblázat.** Az ICP-MS készülék működési paraméterei a MÁFI laboratóriumában

Table 4. Operating conditions of the ICP-MS instrument in the laboratory of the GIH

Készülék	VG Elemental PlasmaQuad II STE
Plazma	tiszta argon
Kicsatolt energia	1350 W
Visszavert energia	<5 W
Plazmagáz áramlási sebesség	15,5 l/perc
Segédgáz áramlási sebesség	0,9 l/perc
Porlasztógáz áramlási sebesség	0,928 l/perc
Perisztaltikus pumpa	Gilson Minipuls 3
Beporlasztott mennyiség	1 ml/perc
Porlasztó	V-groove
Ködkamra	Scott típusú, double-pass, vízhtécs (10 °C)
Mintavevő kónusz	Ni, 1 mm nyílásátmérő
Skimmer	Ni, VG tervezésű
Mérési üzemmód	scan
Detektor üzemmód	PC
Csatorna/amu	20
Dwell time	320 s
Mérési idő	60 s
Belső standard	¹¹⁵ In (10 g/l)

gyártmányú Iris II Advantage HR.DV.FM típusú készülékkel, az ICP-MS meghatározásokat Perkin-Elmer-Sciex gyártmányú ELAN 5000 típusú készülékkel végeztük. A műszerparaméterek a 6. és 7. táblázatban

5. **táblázat.** A grafitkemence működési paraméterei a MÁFI laboratóriumában

Table 5. Operating conditions of the graphite furnace in the laboratory of the GIH

Program lépés	Hőmérséklet °C	Idő (s)	Gázáram (l/perc)	Gáz típus	Integrációs paraméter
1.	95	5,0	3,0	Normál	No
2.	120	5,0	3,0	Normál	No
3.	150	10,0	3,0	Normál	No
4.	300	5,0	3,0	Normál	No
5.	700	30,0	3,0	Normál	No
6.	1000	2,0	0,0	Normál	No
7.	2600	1,0	0,0	Normál	Yes
8.	2600	2,0	0,0	Normál	Yes
9.	2600	2,0	3,0	Normál	No

6. **táblázat.** Az ICP-OES készülék működési paraméterei a Finn Földtani Intézet laboratóriumában

Table 6. Operating conditions of the ICP-OES instrument in the laboratory of the GSF

Készülék	TJA IRIS II Advantage HR.DV.FM
Detektor	CID (Charge Injection Device) solid state
Kicsatolt RF energia	1150 W
Plazma gáz áramlási sebessége	16 l/min
Segéd gáz áramlási sebessége	0,5 l/min
Porlasztó gáz áramlási sebessége	0,60 l/min
Minta felszívási sebesség	1,4 ml/min
Integrációs idő	20 s
Megfigyelés	axiális
Mérések ismétlésének száma	2
Hullámhosszak	
Au	242,795 nm
Pd	248,892 nm
Pt	214,423 nm

7. **táblázat.** Az ICP-MS készülék működési paraméterei a Finn Földtani Intézetben

Table 7. Operating conditions of the ICP-MS instrument in the laboratory of the GSF

Készülék	Perkin Elmer SCIEX Elan 5000
Kicsatolt RF energia	1000 W
Plazma gáz áramlási sebessége	15 l/min
Segéd gáz áramlási sebessége	0,80 l/min
Porlasztó gáz áramlási sebessége	0,76 l/min
Porlasztó típusa	cross-flow
Sampler és skimmer	Ni
Mérési üzemmód	Peak hopping
Pont/csúcs	1
Dwell time	30 ms
Sweep/mérés	30
Ismétlések száma	3
Lenese beállítások	P 43 B 46 E I 20 S2 45
Oxid szint (C ₂ O ⁺ /C ₂ ⁺)	<3%
Felszívási idő	85 s
Mosási idő	160 s

8. táblázat. Az ICP-MS mérések során mért izotópok, gyakoriságuk és a lehetséges spektrális zavarások
Table 8. Selected isotopes, their abundances and potential spectral interferences in the ICP-MS analyses

Izotóp tömegszáma	Elem		Zavarások
	Természetes gyakoriság (%)	Izobár	
99	Ru (12,5)		$^{62}\text{Ni}^{37}\text{Cl}$, $^{64}\text{Ni}^{35}\text{Cl}$, $^{64}\text{Zn}^{35}\text{Cl}$, $^{61}\text{Ni}^{38}\text{Ar}$, $^{63}\text{Cu}^{36}\text{Ar}$
101	Ru (17,1)		$^{64}\text{Ni}^{37}\text{Cl}$, $^{66}\text{Zn}^{35}\text{Cl}$, $^{61}\text{Ni}^{40}\text{Ar}$, $^{65}\text{Cu}^{36}\text{Ar}$, $^{84}\text{SrOH}$
103	Rh (100)		$^{63}\text{Cu}^{40}\text{Ar}$, $^{86}\text{SrOH}$, ^{87}SrO
105	Pd (22,33)		$^{65}\text{Cu}^{40}\text{Ar}$, $^{88}\text{SrOH}$, ^{89}YO
106	Pd (27,3)	^{106}Cd (1,2)	^{90}ZrO , ^{89}YOH , $^{66}\text{Zn}^{40}\text{Ar}$
108	Pd (26,3)	^{108}Cd (0,88)	^{92}ZrO , ^{92}MoO , $^{68}\text{Zn}^{40}\text{Ar}$
185	Rc (37,4)		
188	Os (13,3)		^{172}YbO
189	Os (16,1)		^{173}YbO
191	Ir (37,3)		^{175}LuO
193	Ir (62,7)		^{177}HfO
194	Pt (32,9)		^{178}HfO
195	Pt (33,8)		^{179}HfO , $^{178}\text{HfOH}$
197	Au (100)		^{181}TaO , $^{180}\text{HfOH}$
198	Pt (7,2)	^{198}Hg (10,0)	

találhatók. A 8. táblázatban foglaljuk össze az ICP-MS mérések során mért izotópokat és az esetleg fellépő spektrális zavarásokat.

Eredmények

Elsőként a különféle módszerekkel elvégzett arany-meghatározások összehasonlítását mutatjuk be. (9.

táblázat) Jól látható, hogy (az előzetes várakozásoknak megfelelően) az ólom tűzi módszernél kapjuk a legmagasabb értékeket, tehát aranyra egyértelműen ez a módszer produkálja a legjobb kihozataalt. A kétféle módszerrel (OES és MS) mért értékek elég jól egyeznek. A nikkelszulfid tűzi módszer szintén elég jó kihozataalt produkál, de a hatásfoka valamivel kevésbé jó, mint az ólomnak. A hatásfok természetesen függ a mintaösszetételtől. Például a 7-es mintában szignifikánsan rosszabb a nikkelszulfidos

9. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett arany-meghatározások összehasonlítása
Table 9. Comparison of the gold values determined by different methods

Feltárás	Au ($\mu\text{g}/\text{kg}$)						
	AR	AR	AR	Pb-FA	Pb-FA	NiS-FA	NiS-FA
Mérés	AAS MÁFI	MS MÁFI	MS GSF	OES GSF	MS GSF	MS GSF	OES GSF
1	1085	1397	1354	2820	2730	2360	2407
2	21	293	51,2	138	143	82,7	121
3	1030	991	1122	1750	1642	1510	1587
4	1570	1593	1886	3120	3014	2340	2690
5	67	316	102	210	218	126	184
6	960	981	1118	2340	2321	1530	1682
7	8850	8842	10100	10100	9868	8670	8992
8	6120	5689	5967	7040	6036	5690	6040
9	4310	4510	4893	5230	5322	4670	4931
10	46	241	19,9	92,4	76,8	63,7	72,0
11	510	613	693	746	798	563	609
12	4	138	10,7	21,6	15,9	11,3	16,4
13	130	274	229	225	243	218	223
14	3	121	16,3	32,2	32,3	11,2	87,1
15	260	297	367	585	610	445	837
16	120	974	1540	1670	1734	1430	1648
17	1600	1176	2279	2360	2272	2240	2797
18	890	746	1311	1380	1373	715	1740

Jelmagyarázat: AR = királyvizes kioldás; FA = tűzi vizsgálat; MÁFI = Magyar Állami Földtani Intézet; GSF = Finn Földtani Intézet; AAS = atomabszorpciós spektrometria; OES = ICP-optikai emissziós spektrometria; MS = ICP-tömegspektrometria.

Legend: AR = leaching by aqua regia; FA = fire assay; MÁFI = Geological Institute of Hungary; GSF = Geological Survey of Finland; AAS = atomic absorption spectrometry; OES = ICP optical emission spectrometry; MS = ICP mass spectrometry.

kihozatal – ennek a mintának kiugróan magas a réztartalma, mintegy 21%, ami a nikkel-szulfidos módszer hatékonyságát jelentősen befolyásolja. Észre kell azt is vennünk, hogy a királyvizes kioldás hatékonysága többnyire elmarad a tűzi módszerekétől. Ugyanabból a királyvizes oldatból két helyen készült ICP-MS meghatározás. Ezek többnyire egyeznek, a fő különbség, hogy a kis koncentrációkat a MÁFI-ban lényegesen fölé mértük, pozitív hibát vétettünk. Itt valamiféle memória problémára gyanakodhatunk.

A 10. táblázatban a platina értékeket mutatjuk be. Először is azt kell megállapítanunk, hogy míg a mintákban

10. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett platina-meghatározások összehasonlítása

Table 10. Comparison of the platinum values determined by different methods

		Pt ($\mu\text{g}/\text{kg}$)			
Feltárás	AR	AR	Pb-FA	Pb-FA	NiS-FA
Mérés	MS MÁFI	MS GSF	OFS GSF	MS GSF	OFS GSF
1	<50	<100	11,1	13,8	14,7
2	<50	<100	<5	<5	3,26
3	<50	<100	29,8	36,0	35,4
4	52,4	<100	7,44	10,1	8,67
5	<50	<100	<5	<5	7,88
6	<50	<100	<5	<5	3,98
7	79,6	114	<5	<5	0,69
8	386	512	<5	<5	0,32
9	88,7	142	<5	<5	1,38
10	<50	<100	<5	<5	0,42
11	<50	<100	<5	<5	1,89
12	<50	<100	<5	<5	1,44
13	<50	<100	<5	<5	1,04
14	<50	<100	<5	<5	0,49
15	458	684	<5	<5	1,68
16	<50	<100	<5	6,46	4,85
17	120	297	<5	<5	3,22
18	<50	<100	<5	<5	2,16

Jelmagyarázatát lásd a 9. táblázatnál.

Legend see Table 9.

meglehetősen magas arany-koncentrációkat mértünk, a platina roppant sajnálatos módon nem dúsul jelentősen a mintákban, még a koncentrátumokban sem. Kisebb dúsulás van a 3-as mintában 35 ppb ($\mu\text{g}/\text{kg}$), kb. egy nagyságrenddel nagyobb a klark értéknél. A mélyszínti minták (11–15. sz. minták) mind határozottan szegények platinában. A lahócai minták közül a magas aranytartalmú enargit-rézérces minták (7, 8, 9. sz. minták) platina-tartalma alacsony. Ehhez képest az új aranykutatásból származó minták, amelyeknek réztartalma alacsony, de némelyikük jelentősebb koncentrációjú aranyat tartalmaz, lényegesen több platinát tartalmaznak. A legmagasabb értéket a hidrotermális breccsa érc (3. sz. minta) és a szubvulkáni andezit porfír (1. sz. minta) mutatja. A platina esetében a kétféle tűzi módszer elég jó egyezéseket mutat. Látható az is, hogy az ICP-optikai módszer nem elég érzékeny, a kimutatási határ magas a mintákban előforduló koncentrációkhoz képest. A királyvizes mérések egymáshoz képest

11. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett palládium-meghatározások összehasonlítása

Table 11. Comparison of the palladium values determined by different methods

		Pd ($\mu\text{g}/\text{kg}$)			
Feltárás	AR	AR	Pb-FA	Pb-FA	NiS-FA
Mérés	MS MÁFI	MS GSF	OFS GSF	MS GSF	MS GSF
1	225	<500	<5	3,03	3,01
2	163	<500	<5	3,79	2,89
3	123	<500	<5	2,16	1,37
4	90,4	<500	<5	3,03	2,31
5	109	<500	<5	2,23	1,82
6	75,9	<500	<5	1,74	1,76
7	300	<500	<5	1,41	<1
8	169	<500	<5	1,08	3,1
9	95,5	<500	<5	1,32	3,57
10	1574	<500	<5	1,12	1,46
11	102	<500	<5	1,47	<1
12	62,9	<500	<5	1,11	<1
13	194	<500	<5	2,15	2,97
14	103	<500	<5	1,44	<1
15	649	<500	<5	2,39	<1
16	130	<500	<5	6,22	5,37
17	326	<500	<5	7,17	4,51
18	78,6	<500	<5	4,47	3,13

Jelmagyarázatát lásd a 9. táblázatnál.

Legend see Table 9.

12. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett ródiium-meghatározások összehasonlítása

Table 12. Comparison of the rhodium values determined by different methods

		Rh ($\mu\text{g}/\text{kg}$)	
Feltárás	AR	Pb-FA	NiS-FA
Mérés	MS MÁFI	MS GSF	MS GSF
1	<50	<1	<1
2	<50	<1	<1
3	<50	<1	<1
4	<50	<1	<1
5	<50	<1	<1
6	<50	<1	<1
7	1520	<1	<1
8	1195	<1	<100
9	454	<1	<100
10	<50	<1	<1
11	58,9	<1	<100
12	<50	<1	<1
13	1435	<1	<100
14	<50	<1	<1
15	574	<1	<1
16	315	<1	<1
17	796	<1	<100
18	419	<1	<1

Jelmagyarázatát lásd a 9. táblázatnál.

Legend see Table 9.

13. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett irídium-meghatározások összehasonlítása

Table 13. Comparison of the iridium values determined by different methods

Feltárás	Ir (µg/kg)			
	AR	AR	Pb-FA	NiS-FA
Mérés	MS MÁFI	MS GSF	MS GSF	MS GSF
1	102	<10	0,36	0,62
2	57,6	<10	<0,1	<0,1
3	63,8	<10	<0,1	0,21
4	89,7	<10	<0,1	0,45
5	<50	<10	<0,1	0,12
6	60,7	<10	0,30	0,4
7	63,9	<10	<0,1	<0,1
8	53,4	<10	<0,1	<0,1
9	<50	<10	<0,1	<0,1
10	<50	<10	<0,1	<0,1
11	<50	<10	<0,1	<0,1
12	<50	<10	<0,1	0,12
13	<50	<10	<0,1	0,55
14	<50	<10	<0,1	0,1
15	<50	<10	<0,1	<0,1
16	<50	<10	<0,1	<0,1
17	<50	<10	0,10	<0,1
18	<50	<10	0,11	0,14

Jelmagyarázatát lásd a 9. táblázatnál.

Legend see Table 9.

14. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett ozmium-meghatározások összehasonlítása

Table 14. Comparison of the osmium values determined by different methods

Feltárás	Os (µg/kg)	
	Pb-FA	NiS-FA
Mérés	MS GSF	MS GSF
1	<1	<1
2	<1	<1
3	<1	<1
4	<1	<1
5	<1	<1
6	<1	<1
7	<1	<1
8	<1	<1
9	<1	<1
10	<1	<1
11	<1	<1
12	<1	<1
13	<1	<1
14	<1	<1
15	<1	<1
16	<1	<1
17	<1	<1
18	<1	<1

Jelmagyarázatát lásd a 9. táblázatnál.

Legend see Table 9.

15. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett ruthénium-meghatározások összehasonlítása

Table 15. Comparison of the ruthenium values determined by different methods

Feltárás	Ru (µg/kg)			
	AR	AR	Pb-FA	NiS-FA
Mérés	MS MÁFI	MS GSF	MS GSF	MS GSF
1	<50	<50	<2	<2
2	<50	<50	<2	<2
3	<50	<50	<2	<2
4	<50	<50	<2	<2
5	<50	<50	<2	<2
6	<50	<50	<2	<2
7	<50	<50	<2	<2
8	<50	<50	<2	39,1
9	<50	<50	<2	8,31
10	<50	<50	<2	<2
11	<50	<50	<2	<2
12	<50	<50	<2	<2
13	<50	<50	<2	3,68
14	<50	<50	<2	<2
15	<50	<50	<2	3,23
16	<50	<50	<2	<2
17	<50	<50	<2	6,17
18	<50	<50	<2	<2

Jelmagyarázatát lásd a 9. táblázatnál.

Legend see Table 9.

16. táblázat. A különféle módszerekkel elvégzett réniium-meghatározások összehasonlítása

Table 16. Comparison of the rhenium values determined by different methods

Feltárás	Re (µg/kg)			
	AR	AR	Pb-FA	NiS-FA
Mérés	MS MÁFI	MS GSF	MS GSF	MS GSF
1	<50	<10	<1	2,71
2	<50	<10	<1	<1
3	<50	<10	<1	<1
4	<50	<10	<1	1,14
5	<50	<10	<1	1,09
6	<50	13,5	<1	7,81
7	<50	<10	<1	2,17
8	<50	<10	<1	1,07
9	<50	24,7	<1	4,36
10	<50	<10	<1	<1
11	<50	27,9	<1	4,22
12	463	479	<1	368
13	<50	<10	<1	2
14	<50	15,6	<1	3,43
15	<50	2,99	<1	1,28
16	847	1043	<1	883
17	1180	1911	<1	2050
18	731	1062	<1	409

Jelmagyarázatát lásd a 9. táblázatnál.

Legend see Table 9.

17. táblázat. Nemzetközi standard referencia minták nemesfém-tartalmának meghatározása és a mérési módszerek összehasonlítása
 Table 16. Determination of the precious metal contents of international standard reference materials and comparison results

<i>Ásványosodott gabbro PGE RM (Wellgreen Complex, Kanada)</i>								
	Au	Ir	Os	Pd	Pt	Re	Rh	Ru
μg/kg								
Hiteles érték	110±11	46±4	24	382±13	731±35		26±2	35±5
NiS-FA, ICP-MS	104	53,1	30,0	418		7,52	28,6	29,1
NiS-FA, ICP-OES	117				845			
<i>Su-1a Ni-Cu-Co érc (Sudbury, Kanada)</i>								
	Au	Ir	Os	Pd	Pt	Rc	Rh	Ru
μg/kg								
Hiteles érték	(200)			370	410			
NiS-FA, ICP-MS	138	29,0	9,02	314		13,9	58,3	47,0
NiS-FA, ICP-OES	154				382			
<i>ŠARM7 Platinaérc (Merensky Reef, Dél-Afrika)</i>								
	Au	Ir	Os	Pd	Pt	Re	Rh	Ru
μg/kg								
Hiteles érték	310 15	74 12	63 6,8	1530 32	3740 45		240 13	430 57
Pb-FA, ICP-OES	314			1597	3368			
Pb-FA, ICP-MS	284	2,69	7,17	1383	3368	0,02	201	6,09

rosszak, de a tűzi módszerekhez képest mindkettő óriási pozitív hibákat produkál. Ez feltétlenül valami spekt-rális zavarásra utal. Jól látható, hogy a finnek, akiknek nagy rutinjuk van a nemesfém-meghatározásokban, itt eleve magasabban húzták meg a kimutatási határt, mint mi.

Mindez még inkább érvényes a palládiumra (11. táblázat). A finnek itt még magasabbra emelték a kimutatási határt, és hogy erre jó okuk volt, mutatja, hogy a MÁFI-ban elég sok magas fals értéket mértünk. Ennek oka szintén spektrális zavarás lehet. Az ICP-OES módszer kimutatási határa itt is magas a mintákban előforduló koncentrációkhoz képest. A kétféle tűzi módszerrel mért értékek mutatják, hogy a palládium sajnos egyik mintatípusban sem dúsul.

Az ICP-MS meghatározások közül spektrális zavarások tekintetében a legproblematisabb elem a ródiium (12. táblázat). Ennek ugyanis egyetlen izotópja van, amelynek a mérését egy rézből és argonból képződő molekulaion zavarja. Látható, hogy a MÁFI-ban milyen nagy lát-szólagos ródiium-koncentrációkat mértünk a királyvizes kioldás után, amiket (természetesen) a tűzi módszer nem igazolt. A finnek matematikai korrekciós eljárást fejlesztettek ki a zavarás kiküszöbölésére, és látható, hogy így az összes mintában a kimutatási határ alatt maradt a ródiium. A nikkel-szulfid esetében a réz már a regulus képződése során okozhat problémákat az összegyűjtés hatásfokában, illetve a regulus is magába gyűjthet némi rezet. Látható, hogy néhány mintát jelentősen tovább kellett hígítani, és a kimutatási határt is lényegesen meg kellett emelni. Az mindenesetre megállapítható, hogy a ródi-um nem dúsul a mintákban.

Az eddigi megállapításaink érvényesek a többi elemre is. Az irídium (13. táblázat) sehol sem dúsul, itt szintén a MÁFI királyvizes ICP-MS méréseinél lépnek fel problémák.

Az ozmium sehol sem dúsul (14. táblázat).

A ruténium (15. táblázat) egyetlen mintában dúsul (a 8. sz.), amely a többi mintától független típus. Vegyük észre, hogy az ólom a ruténiumot nem gyűjti össze.

A réniium (16. táblázat) a magas molibdén-tartalmú mintában (12 sz. minta) és a rézérc-koncentrátumokban dúsul. Látható, hogy az ólom tűzi módszer a réniium-tar-talom meghatározására sem alkalmas.

Sajnos, a nemesfém-meghatározásokhoz nagyon kevés hiteles referencia minta áll rendelkezésre, és azok is többnyire csak néhány elemre vannak hitelesítve. Így csak néhány adatot tudunk bemutatni ezekről, és ezek esetében is csak egy-egy féle tűzi vizsgálatról. Az egyezések a hiteles értékekkel mindazonáltal megnyugtatók (17. táblázat). A ŠARM7-nél látható, hogy az ólom tűzi módszer az irídi-um, ozmium és ruténium meghatározására nem alkalmas. (Egyébként a réniiuméra sem, de arról nincs hiteles adatunk.)

Következtetések

A minták elemzési eredményeiből láthatjuk, hogy a királyvizes kioldásból közvetlenül, tehát elválasztás nélkül történő ICP-MS mérés nem alkalmas a platinafémek meghatározására. Ezeknek az elemeknek a meghatározásához a tűzi módszerek használata a jelek szerint meg-kerülhetetlen.

Irodalom — References

- CHAO, T. T. and SANZOLONE, R. F. 1992: Decomposition techniques. — *J. Geochem. Explor.* 44, pp. 65–106. Special issue: “Geoanalysis”
- DATE, A. R., DAVIS, A. E. and CHEUNG Y. Y. 1987: The potential of fire assay and inductively coupled plasma source mass spectrometry for the determination of platinum group elements in geological materials. — *Analyst*, 112, pp. 1217–1222
- DATE, A. R. and GRAY, A. L. 1989: Applications of Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry — Blackie, Glasgow and London, 254 p.
- FRIMPONG, A., FRYER, B. J., LONGERICH, H.P., CHEN, Z. and JACKSON, S. E. 1995: Recovery of Precious Metals Using Nickel Sulfide Fire Assay Collection: Problems at Nanogram per Gram Concentrations. — *Analyst* 120, pp.1675–1680.
- GREGOIRE, D. C. 1988: Determination of platinum, palladium, ruthenium and iridium in geological materials by inductively coupled plasma mass spectrometry with sample introduction by electrothermal vaporisation. — *J. Anal. At. Spectrom.* 3, pp. 309–314.
- HALL, G. E. M. 1992: Inductively coupled plasma mass spectrometry in geoanalysis. — *J. Geochem. Explor.* 44, pp. 201–249.
- HALL, G. E. M. and PELCHAT, J. C. 1986: Inductively coupled plasma emission spectrometric determination of boron and other oxo-anion forming elements in geological materials. — *Analyst* 111, pp. 1255–1260.
- HALL, G. E. M. and PELCHAT, J. C. 1994: Analysis of geological materials for gold, platinum and palladium at low ppb levels by fire assay-ICP mass spectrometry. — *Chem. Geol.* 115, pp. 61–72.
- JACKSON, S. E., FRYER, B. J., GOSSE, W., HEALEY, D. C., LONGERICH, H. P. and STRONG, D. F. 1990: Determination of the precious metals in geological materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) with nickel sulfide fire-assay collection and tellurium coprecipitation. — *Chem. Geol.* 83, pp. 119–132.
- JARVIS, K. E., GRAY, A. L. and HOUK, R. S. 1992: Handbook of Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. — Blackie, Glasgow and London, 256 p.
- JARVIS, K. E., WILLIAMS, J. G., PARRY S. J. and BERTALAN, E. 1995: Quantitative determination of the platinum-group elements and gold using NiS fire assay with laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). — *Chem. Geol.* 124, pp. 37–46.
- JUVONEN, R., KALLIO, E. and LAKOMAA, T. 1994: Determination of precious metals in rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry using nickel sulfide concentration. Composition with other pre-treatment methods. — *Analyst* 119, pp. 617–621.
- JUVONEN, R. and KONTAS, E. 1999: Comparison of three analytical methods in the determination of gold in six Finnish gold ores, including a study on sample preparation and sampling. — *J. Geochem. Explor.* 65, 219–229.
- JUVONEN, R., LAKOMAA, T. and SOIKKELI, L. 2002: Determination of gold and the platinum group elements in geological samples by ICP-MS after nickel sulphide fire assay: difficulties encountered with different types of geological samples. — *Talanta*, 58, pp. 595–603.
- MITKIN, V. N. 2000: Gold and platinum-group element analysis of geochemical and platinum reference materials using fluoroxidation decomposition. — *Geostandards Newsletter* 24 (2), pp. 157–170.
- MITKIN, V. N., GALIZKY, A. A. and KORDA, T. M. 2000: Some observations on the determination of gold and the platinum-group elements in black shales. — *Geostandards Newsletter* 24 (2), pp. 227–240.
- MONTASER, A. (Ed.) 1998: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. — Wiley-VCH Publication, 964 p.
- PARRY, S. J. 1992: Fire assay for the preconcentration of the platinum group elements and gold. Chapter 13. — In: ALFASSI, Z. B. and WAI, C. M. (Eds): *Preconcentration techniques for trace elements*. CRC Press, Boca Raton, Ann Arbor, London
- REHKÄMPER, M. and HALLIDAY, A.N. 1997: Development and application of new ion-exchange techniques for the separation of the platinum group and other siderophile elements from geological samples. — *Talanta* 44, pp. 663–672.
- ROBERT, R. V. D., VAN WYK, E. and PALMER, R. 1971: Concentration of the noble metals by a fire-assay technique using NiS as the collector. — *Nat. Inst. Metall., Repub. S. Afr., Rpt.* 1371, 15 p.
- ŠULČEK, Z. and POVONDRA, P. 1989: Methods of Decomposition in Inorganic Analysis. — CRC Press, Inc., Boca Raton pp. 173–179.
- TOTLAND, M., JARVIS, I. and JARVIS, K. E. 1993: Determination of the platinum-group elements and gold in solid samples by slurry nebulisation ICP-MS. — *Chem. Geol.* 104, pp. 175–188.
- TZIMBALIST, V. G., ANOSHIN, G. N., MITKIN, V. N. RAZVOROTNEVA, L. I. and GOLOVANOVA, N. P. 2000: Observations on new approaches for the determination of platinum-group elements, gold and silver in different geochemical samples from Siberia and the Far East. — *Geostandards Newsletter* 24 (2), pp. 171–182.
- VAN LOON, J. C. and BAREFOOT, R. R. 1991: Determination of the precious metals. Selected instrumental methods. — John Wiley and Sons, Chichester, 276 p.
- WILLIAMSON, J. E. and SAVAGE, J. A. 1965: The determination of osmiridium in Witwatersrand ores. — *J. S. Afr. Inst. Min. Metall.* pp. 343–356.

Futóhomok-fáciesek a Duna–Tisza köze területén

About the sand dune facieses in Danube–Tisza Interfluve

ZENTAY TIBOR¹, KUTI LÁSZLÓ¹, VERMES JÁNOS², KALMÁR JÁNOS¹

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²Tequa, Yehuda North, 90908, Israel

T á r g y s z a v a k : Alföld, Duna–Tisza köze, futóhomok, üledék, szedimentológia

K e y w o r d s : Plain, Danube–Tisza Interfluve, sand dune, sediment, sedimentology

Összefoglaló

A hazai colikus homokképződmények jellegzetes morfológiát képeznek, amelynek az alkotóelemei a homokbuckák. A homokbucka korántsem homogén, szekezetnélküli halmaz. Kutatásaink, amelyet a Duna–Tisza köze déli részén végeztünk, kimutatták, hogy a bucka komplex földtani képződmény, amelyben a homok (és kis mértékben a homoknál finomabb szemcsék) mikrorétegzett, ún. laminált összetételű képeznek. A homok szemcseeloszlásától és ásványi összetételétől függően létrejönnek a homogén, a gradációs, a finom szemcsékben gazdagabb, ún. poros és a durva szemcséket is tartalmazó szeríres lamellák. A jelenleg is aktív buckákat vizsgálva, megállapítható, hogy a lamellatípusok keletkezése a szél energiájával és irányával, a homok szemcse- és ásványi összetételével hozhatók összefüggésbe, ezért a homokbuckák genetikai bélyegei. A klasszikus fáciesdefiníció értelmében a homokbuckán belül homokfáciesek különíthetők el, így a homogén homokfácies, a lamellás homokfácies a következő szubfáciesekkel: a poros lamellás szubfácies, a mikro-sávzott szubfácies, a durvaszemcsés lamellás szubfácies, a szeríres szubfácies és a kombinált lamellás szubfácies. A különböző fáciesű-szubfáciesű recens vagy foszillilis homokakkumulációk felismerése a felhalmozódásra a homok mozgására és a homokhalmaz belső szerkezetére ad fontos tájékoztatót.

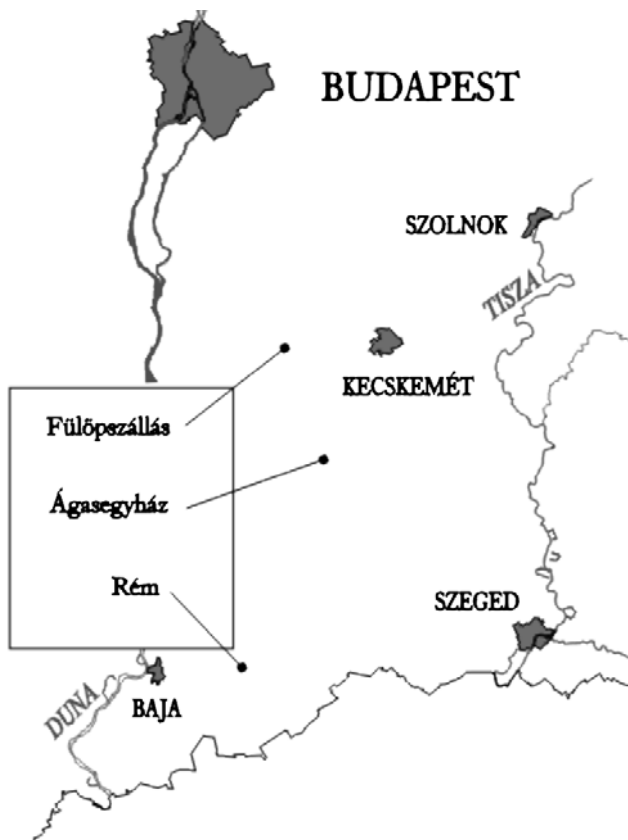
Abstract

The colian sand formation from Hungary form a characteristic morphology, with sand dunes, as constitutive morphological elements. The sand dune is not at all a homogenous, structureless sandmass. The results of our research, followed in the southern part of the Danube–Tisza Interfluve, show, that the sand dune is a complex geological formation, in which the sand (and subordinately, the finer grains) constitute a micro-layered, lamellar succession. Due to granulometric and mineralogic composition, the homogenous, the graduated, the “dusty”, and the coarse grain-bearing, so called serir lamella may be recognised. Examining the sand dunes which are active in the present days, we state, that all of types of lamella could be related to energy and orientation of the wind, the granulometric and mineralogic composition of the sand, therefore, represent their genetical characteristics. In the classic sense of the facies definition, in case of a sand dune, the next facieses may be separated: Homogenous facies, Lamellar facies with the “dusty” lamellar sub-facies, the graduated lamellar sub-facies, the coarser lamellar sub-facies, the serir sub-facies, and the combined sub-facies. Recognizing the different facieses and sub-facieses in the sand hills, we could obtain precious data about the accumulation and movement of the sand and the inner structure of the sand (or sandstone) body.

Bevezetés

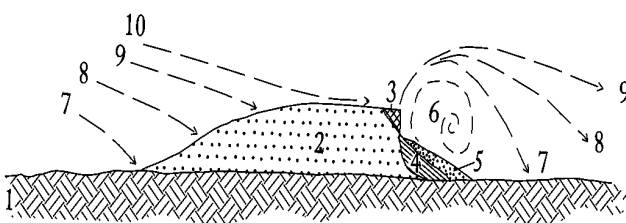
Magyarországon a felszíni homokos üledékek jelentős területet foglalnak el. A Nyírségben, a Dél-Dunántúlon és főleg a Duna–Tisza közén a homok jelenléte egy sajátos felszínalakzat létrejöttét eredményezte. Az így létrejött homokbucka-együttes egyidejűleg egy szedimentoló-

giailag definiált üledékféleség (homok), egy rétegtani egység (felső pleisztocén), egy genetikai fogalom (colikus üledék) és egy egyedi fácies megjelenítője (futóhomok-fácies). Ezek közül jelen tanulmányunkban a legkevésbé definiált fácies fogalomkörét kívánjuk pontosítani a Duna–Tisza közti hátság középső és déli részén (1. ábra) végzett megfigyeléseink és vizsgálataink alapján.



1. ábra. A fülöpházai, ágasegyházi és rémi mintavételi területek
Figure 1. Location of the sampling areas from Fülöpháza, Ágasegyház and Rém

Jelen tanulmányban azért is választottuk a Duna–Tisza köze futóhomokkal fedett területeit, mert ide vonatkozik a hazai futóhomok-irodalom jelentős hányada (KÁDÁR 1935, 1956; CHOLNOKI 1940; BULLA 1951; URBANCSÉK 1955;



2. ábra. A harántdűnék folyamatainak vázlatos rajza

1. A dűne aljzata; 2. A dűne tömege; 3. Leomlott hasáb; 4. Homok-omlás a beöblösődésben, a nagy örvény megszűntével; 5. Gyengébb szelek által kifújott homok (nyelv); 6. Homokmozgató vízszintes légörvény; 7. Durvább homokszemek útja; 8. Közepes homokszemek útja; 9. Kis méretű homokszemek útja; 10. Sodródó homokszemek útja a buckafel-színen (WITHNEY, 1983)

Figure 2. Sketch of the transversal dunes and aeolian processes, after WITHNEY, (1983)

1. The basement of the dune; 2. The grundmass of the dune; 3. Moulding prism; 4. Collapse in the concave side, after ceasing of the big vortex; 5. Tongue-like sand accumulation produced by the slower winds; 6. Sand-moving, horizontal wind vortex; 7. The pathway of the coarser sand grains; 8. The pathway of the medium sand grains; 9. The pathway of the fine grains; 10. The pathway of the creeping sand grains on the surface of the dune

FRANYÓ 1964); ugyancsak itt végeztünk a homokos üledékekre is vonatkozó tanulmányokat az apajpusztai és bugaci agrogeológiai mintaterületeken (KERÉK, KUTI 2003; KERÉK 2003).

A hazai futóhomok tanulmányozását az teszi aktuálisá, hogy az utóbbi évtizedekben a régi, hagyományos futóhomok-fogalom sokat változott. Ma már nem tekintjük a futóhomokot homogén összetételű és üledékszerkezetű litológiai egységnek. Ugyanis az egységesnek vélt üledék-együttesen belül is lehetnek kisebb-nagyobb eltérések a szemcseméretben, a szemcsék koptatottságában és az uralkodó ásványfajok jelenlétében. Az colikus származású homokösszetételekben belül gyakran található finom szemcsében dús sávokat, vékony durvahomok, esetleg darakavics zsinórokat. Mindez arra indította a szerzőket, hogy végezzenek megfigyeléseket a hazai futóhomok üledékeken, keresve azokat a szerkezeti és szöveti bélyegeket, amely a homoktömeg eredetére, mozgására és a homokbuckák kialakulására illetve pusztulására adnak információkat.

Új szempontok a futóhomokkal foglalkozó irodalomban

A következőkben összefoglaljuk a futóhomokkal foglalkozó irodalomban megjelent, a klasszikusnak mondható „homogén” modellt kibővítő, netán annak ellentmondó észrevételeket:

a) A szemcseméret és szemcseeloszlás típusa helyről helyre a buckán belül jelentősen változhat; esetenként a bucka különböző pontjain a 0,06 mm alatti frakció elérheti a 10%-ot is (GLENNIE 1970; ANTON 1983; BINDA 1983; RUEGG, G. H. J. 1983, WASSON, R. J. 1983, ILIESCU et al., 2001).

b) A homokbuckákban sajátos alakzatokban megjelenik a durva szemcseméret is, fontos genetikai vonatkozásokkal (BINDA 1983, BULGARU, A. 1987). Az 0,5 mm-nél durvább szemcsék képesek görgetve akár száz kilométert is megtenni keletkezési helyüktől (FAROUK, SELIM 2001), megfelelő szél- és terepviszonyok esetében.

c) Terepi és kísérleti megfigyelések alapján kidolgozták a harántdűnék mozgását meghatározó szélmozgás törvényszerűségeit, kimutatták a vízszintes tengelyű légörvényfonat létezését (2. ábra) és a homokmozgásban betöltött szerepét. A futóhomok fáciesének meghatározásához a légáramlási mozgásjelenség, a képződő homokforma és az alatta lerakódó üledékfajta kapcsolatának a feltárására van szükség (ROSS, 1983; WARREN., KNOTT, 1983; WHITNEY, R. 1986).

d) A homokszemcsék szállítására, a szemcsék mozgására és ütközésük dinamikájára földtani szempontból is érdekes megfigyeléseket nyújtanak a szélsatornákban végzett kísérletek (LATIU 1987; BALOGH 1991)

Itt kell megemlíteni az *Elsevier* kiadásban 1983-ban megjelent „*Eolian sediments and processes*” c. kötetet,

amely a tárgybeli fontosabb modern kutatási eredmények egy részének gyűjteménye és tartalmazza a homok üledék-földtani jellemzőinek az egyértelmű definiálását is, valamint a BALOGH (1991) szedimentológiai monográfiáját, amely részletesen bemutatja az colikus szállítás fizikai alapjait.

A futóhomok települési szerkezete

Jelen tanulmányban az colikus homok települését meghatározó különböző fáciesek definícióját vettük célba. E fáciesek kimutatásához a homokfelhalmozódás elemi komponense, a *lamella* ad fontos információkat, a benne lévő homok szemcseméret-eloszlása, ásványi összetétele és települési sajátosságai révén. A lamella ugyanakkor egy egyszeri, egynemű feltételek között történt felhalmozódás eredményét képezi.

A magyar homokkutatásban már idejekorán észleltek finomabb szemcseösszetételű sávokat a buckák felső részében, amelyek nem csak szemcseeloszlás, hanem ásványi összetétel szempontjából lényegesen különböztek a bucka átlag-anyagától. (URBANCSEK 1955; KÁDÁR 1957). A vashidroxidokkal többé-kevésbé cementált, agyag-ásványokat is tartalmazó, barnásveres színű, aránylag kemény betelepüléseket nevezték *kovárványnak*; jelenlétüket az időszakosan gyenge és állandóan erős szél váltakozásával magyarázták. A kovárványszintek által láthatóvá válik a homoklerakat amúgy rejtett finomszerkezete, a több milliméteres-centiméteres lamella-rendszer.

A lamellák tehát a homokhalmok elemi alkotói, hol alulról, hol felülről induló, egymást követő, kiékelődő egységei, amelyek egy kiindulási felületre telepednek és egy jellegzetes fűrészfogas települési rajzolatot adnak. A lamella tehát nem azonos a réteggel; ez utóbbi a homokbuckák mozgási felületét, „futópályáit” képező többé-kevésbé vízszintes felület és a buckák felszíne között elhelyezkedő tömegnek felel meg, tehát egy rétegtani egység, míg a lamella egy szerkezeti egysége a homokbuckának.

A lamellákon belül a lamella-határookra merőleges metszetben mikrosávozottság és ismétlődő, gradációs jellegű üledékszövet is gyakran követhető, főleg a fosszilis, már konszolidált, colikus eredetű üledékekben, mint pl. a Navajo Homokkő Formáció esetében (HUNTER, RUBIN 1983).

Hazai megfigyeléseink is azt bizonyítják, hogy a harántdűnés futóhomok jellegzetes üledékszerkezete képződési határfelületekkel lencsékre tagolt, és a lencséken belül lamellás (I. tábla, 1. fotó). Ugyanakkor két szomszédos lamella homokanyaga, úgy az osztályozottság mértékében, szemcseméretben, mint települési struktúrájában sok esetben eltérhet egymástól.

E három szempont figyelembevételével megkülönböztethető (1) finomanyagban dús, „poros” lamella, (2)

laza, homogén, jól osztályozott homokot tartalmazó lamella, (3) mikrosávozott, gradációs szövetű lamella és (4) durva szemcsékből álló zsinórokat tartalmazó szeríres lamella.

E lamellatípusok egymással sokféle kombinációban váltakozva építik fel a dűnéket kiékezdődő, elágazó, hullámzó stb. elrendezésben. Példákat erre a Duna–Tisza közén vizsgált futóhomokos területeken találtunk.

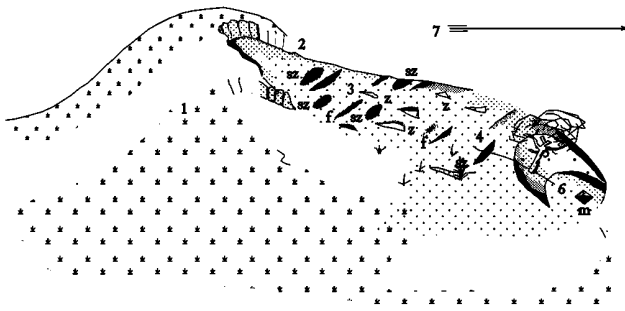
A vizsgált területek és a mintavétel leírása

A jelen tanulmány a Duna–Tisza közeli hátság középső és déli részén végzett észlelések és minták eredményeit mutatja be (1. ábra). Mivel jelenleg sehol se találunk összefüggő, aktív buckarendszert, észleléseink egyes, félkötött, vagy időszakosan mozgásba lévő buckákra korlátozódtak, annak a tudatában, hogy észleléseink nem egy jelenlegi, hanem egy meglehetősen régi (pleisztocén végi) állapotot rögzítenek. Valós, mozgó homok csak a Kiskunsági Nemzeti Park területén Fülöpháza térségében, Ágasegyházán és délen, Rém község határában található, valamint egész kis felületeken Érsekcsanád, Kéles-halmon és Borotán.

A területeken az 50–200 m mélységben fekvő pannon korú agyagos üledékekre a pleisztocén következik, amely alsó és középső tagozata homokos-agyagos. A felszínen megjelenő colikus homokréteg kora felső pleisztocén, amely a Duna–Tisza közeli hátságon, mint pl. Bugac területén (KERÉK B., 2003) több helyütt különböző vastagságú löszrétegekkel váltakozva települt, míg másutt az egységes homokkifejlődést az egykori tavak gyakran szerves anyagban dús agyagos-közetlisztes képződményei, vagy karbonát üledékei szakítják meg.

A Fülöpháza melletti észlelési pont a Kiskunsági Nemzeti Park területén, Fülöpházától 1,5 km-re nyugatra, az 52 számú úttól kb. 300 m-re északra található. Itt egy cserjékkel, fűvel-mohával kötött bucka megbontása nyomán egy mozgó homokfelület alakult ki, amely az évek során vándorbuckává növekedett (3. ábra).

A zárt növényzetet megbontó homokkitermelő bánya a bucka oldalának felső harmadában van. A fejtett, szerkezetnélküli homok egy sűrűn sávozott, kiperegve bordázott felületű falban áll meg. A homokbánya alja a széliránnyal ellentétes oldalon, lapos, nyeregformájú, homokfodros-szélzászlós mozgó homokfelszínbe megy át. A homokfodrok felső, sík sávján és a fodrok közötti alacsonyabb sík felszínen durva homokból egyszemcsevastagságú, szőnyegszerű szerír-foltok alakultak ki (4. ábra). A fodros-szerírfoltos lapos felszínen, a szórványos fűcsomók mögött, szélirányban, éles szélzászlók láthatók, lejtős gerinccsel (5. ábra). A szélzászlók oldalán a homokfodrok hegyesszögben illeszkednek egymáshoz és a gerinchez, akár a hajó mögötti hullámok. Végül a lapos felszín folyamatosan domború bucka-homlokletjtöbe megy át.



3. ábra. A fülöpházai homokbucka vázlata

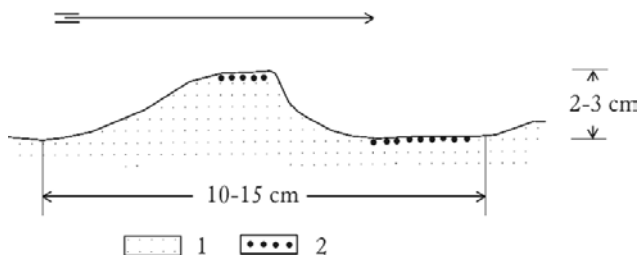
1. Régi homokbucka, fűvel-mohával benőtt felszínnel; 2. Homokbánya, falban álló oldalakkal; 3. Kifúvási felszín, homokfodrokkal (f), nagyobb hullámokkal, fűcsomók mögött szélzászlókkal (z), szerírfoltokkal a mélyedésekben és a homokfodrok tetején (sz); 4. A jelenleg képződő bucka oldalfelcsíne a régi (stabil) buckát ívesen övezi, fiatal fákat, gyeptet fed; 5. A vándor homokbucka homlokmélyedése, az uralkodó szélirány szélárnyékában, 6. Nyelv formájú homokhalmaz, a homlokmélyedés alján, a mintavételi hellyel (m); 7. Uralkodó szélirány

Figure 3. Sketch of the sand hill from Fülöpháza

1. Grass and moss-covered, old sand hill; 2. Sand quarry, with stable, vertical walls; 3. Deflation surface with sand ripples (f), waves, with wind flags behind of grass cluster (z), and with serir-bearing patches in the depressions and on the top of sand ripples (sz); 4. The surface of the recent sand dune belt bently the ancient (stable) sand hill and buries the trees and the lawn; 5. The lee-side of the new, mobile sand dune, in shadow of the dominate wind direction; 6. Tongue-like sand accumulation, below the lee-side, with the sampling excavation (m); 7. The direction of the dominant wind

A bucka homlokzatát egy jellegzetes, homorú homlokmélyedés képezi, amelynek alsó harmadát egy domború felszíni homokhalmaz fedi.

A homoktömeg mozgása kétségtelen, mert a homlok és a nyelv szélén részben eltemetett bokrok, fák láthatók. Érdekes, hogy az eredeti, konszolidált bucka homlokmélyedését részben elfedik az eredetivel ellentétes irányból fújó szél által épített formák, a szélzászlók, a nyelv és a homokfodrok. Ezért e formákat tekintjük legújabb és aktív, jellegzetes alakú futóhomok-halmazoknak, ezért belőlük vettünk mintákat abból a célból, hogy vizsgáljuk a szél által okozott szemcse-



4. ábra. Szerír-foltok képződése a homokfodrok tetején és a homokfodrok közötti mélyedésben; Fülöpháza, homokbánya

1. Aprószemű homok; 2. Durvaszemű homok. A nyíl az uralkodó szél irányát mutatja

Figure 4. Formation of the serir patches, on the top of sand ripples and in the depressions between the ripples; Sand Quarry from Fülöpháza

1. Fine grained sands; 2. Coarse grained sands. The arrow shows the direction of the dominante wind

eloszlás-változásokat. Megmintáztuk a szélzászlót a fűcsomótól számítva az első 30 cm-éből 10–10 cm-enként és a domború, nyelv-szerű halmaz ennek alsó harmadából, 0–2, 2–5, 5–10 és 10–20 cm mélységközben, a függőleges szemcseeloszlás tanulmányozására. Ugyancsak megmintáztuk a tetőfelszín szerír-jellegű durvahomok-foltjait is.

A mintavétel anyaga laza, látszólag homogén, benne sem lamella, sem egyéb települési szerkezet nem látható. A nyelv anyagában kevés, szórványos eloszlású durvahomok szemcse is található. A felszíni 2–3 cm vastag réteg összeálló, azt a benyomást kelti, hogy gyengén cementált, valójában ez egy könnyen szétmorzsolható esőkéreg, valószínűleg karbonátos jellegű, igen vékony meniszkuszcementtel.

Az Ágasegyháza–Izsák észlelési pont a Plattner-major melletti földút jobb oldalán, a buckás terület határától befelé 350 m-re van, egy háromszögelési ponttal jelölt (D112,2 m), zárt gyepvel fedett homokbuckán. A mintavételi árkot a bucketető alatti, kb. 1,5 m-el alacsonyabb padkán, a háromszögelési pont gúlájától kb. 10 m-re északkeletre ásattuk (I. tábla, 1. fotó), amelyből 1 m-ig 10 cm-enként vettünk mintát a szelvény ÉNy-i oldalából, kivéve a 40–45 cm-es és a 45–50 cm-es mélységközöket, ahol 5 cm volt a mintavételezési mélységköz.

Az árkolás falán jellegzetes, 0,5–2 cm vastag, ferde, enyhén ívelt sávok láthatók: ezek a lamellák keresztmetszetei. 50 cm mélységben megjelenik egy 3–5 cm széles, durvább, szárazabb, könnyen kipergő lamella. A feltárás tetején egy 5–8 cm vastag, egyenetlen, laza, sötétbarna talajsáv húzódik.

A Rém község melletti észlelési pont a község északnyugati határában volt, az egykori mezőgazdasági gépjárató telep bejárata mellett. A telep és a Rém-Érsekcsanád földút között egy 3 m magas homokdombhát húzódik, gyér füves fedéssel. Ennek a földút felőli lejtőjének alsó 2 m-éből a felszín alatti 10 cm-es mélységtől kiindulva 10 db mintát vettünk, 20 cm-es szakaszokban.

A község DNy-i részén, a volt MHSz lőtér kialakítása és a homokbányászat folyamán megbontott gyér akácserjéssel, fűvel fedett Klein-halom nevű nagybucka nyugati oldalában egy vándorbucka-kezdemény alakult ki, amelynek a szél irányába épülő homoklejtője 1981-ben már látható volt, húsz év elteltével, 2001-ben már kialakult a homlokmélyedés és ennek oldalán a két parabola-szerű szélzászló (I. tábla, 2. fotó) A mozgó homokon a szélirányra merőleges, kígyózó fodrok képződtek (I. tábla, 3. fotó). A megbontott régi bucka egy sűrű lamellás, kiperegve bordázott, közel függőleges felületet képez, amelynek lábát egy 0,5–2 m magas és széles, szerkezet nélküli homokprizma (lejtőláb-üledék) takarja el (I. tábla, 4. fotó). Az új bucka ebből a folyamatosan pergő anyagból épült fel, keresztmetszetében jól látható, 0,5–1,5 cm vastag lamellákkal, amelyek közül a felsők a bucka felszínén is követhetők. Az új homokképződmény tetőfelcsíne homokfodros felületén, egy fűcsomó mögött húzódó szélzászló anyagából 40 cm hosszan, 10 cm-enként vettünk mintákat.

Mindhárom esetben a mintákat úgy vettük, hogy szabad szemmel láthatóan egynemű lamellakötegeket képviseljenek.

Elvégzett vizsgálatok és az elért eredmények

A vizsgálatok célja az volt, hogy kövessük az összefüggést egyrészt a szélszállítás mértéke, illetve a bucka finomszerkezetű (lamellás) felépítése, másrészt a homok szemcséhez kötött tulajdonságai (koptatottság, szemcseeloszlás) és ásványi összetétele között.

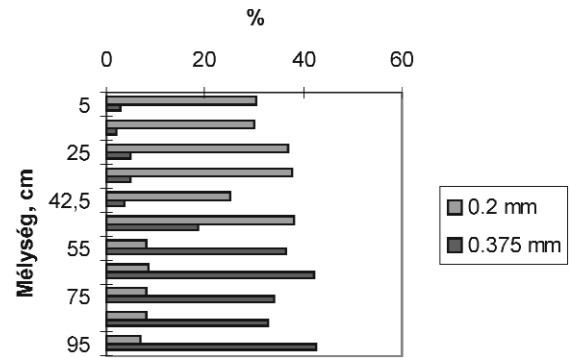
A mintákon ezért részletes szemcseösszetéti elemzést, Mihálcz-féle koptatottsági vizsgálatot, és röntgendiffrakciós ásványtani vizsgálatot végeztünk a MÁFI laboratóriumaiban, valamint meghatároztuk a minták kalciumkarbonát tartalmát Scheibler-féle módszerrel. A szemcseelemzést, a homokfrakciók szitálással történő elkülönítését — módszertani kísérletképpen — a következő átmérőjű szitákkal végeztettük el: 0,063, 0,071, 0,08, 0,09, 0,1, 0,125, 0,16, 0,18, 0,2, 0,215, 0,315, 0,355, 0,5 mm A kísérlet áttörő eredményt nem hozott, viszont jelezte, hogy sem az egyes lamellacsoportokon (mintákon), sem az egyes szemcsefrakciókon belül nem folyamatos a finomodás (I. táblázat). Az adott szemcsefrakción belül az egyes szemcsepopulációk részvétele jelentősebb, másoké viszont alárendeltebb szerepű; a változás (az adott szemcsefrakción belül) mintegy ugrás-szerű.

A röntgendiffrakciós vizsgálatot a teljes minta szárított és porított anyagából készítettük (II. táblázat).

A minták szemcseeloszlásából levonható következtetések

Mindhárom területről vett mintákról általánosságban elmondható, hogy nagy többségükben jellegzetes futó-

Szemcseeloszlás az ágasegyházi tetőárokban



5. ábra. Az ágasegyházi mintavételi hely oszlopszelvénye
Figure 5. Lithologic column of the sampling pit from Ágasegyháza

homok minták. Uralkodó szemcsenagyságuk 0,1–0,2 mm szemcseátmérő között van. A minták között eltérést csak a finom- vagy a közpszemű homok frakció kismértékű feldúsulása jelzi egyes homokmintákban. Ez annak tulajdonítható, hogy a szél által szállított homoktömeg finomabb és durvább frakciója eltérő módon mozog: a finomabb szemcsék többé-kevésbé lapos parabola-ívek mentén szökdecselnek, míg a durvább szemcsék a felszínen gurulnak. A fő szemcsepopuláció és az esetenként különböző súllyal megjelenő, finomabb vagy durvább mellépopulációk (a hosszú távon, szuszpenzióban „repülő” finom szemcsék, illetve a csúsztatott, ide-oda tologatott durva szemcsék halmaza) a felhalmozódás módját, ezen belül a lamellák jellegét definiálják.

Az általános képtől jelentős eltérést csak egy az átlagosnál lényegesen durvább szemcseösszetételű fülöpházi minta, és három az átlagosnál lényegesen finomabb szemcseösszetételű rémi minta mutat.

Fülöpháza, szélzászló: A három mintának integrálgörbéje jellegzetesen meredek, kevés frakciót érintő, jól osztályozottságot mutató, colikus üledékképződésre utaló

1. táblázat. Homokminták szemcseeloszlása

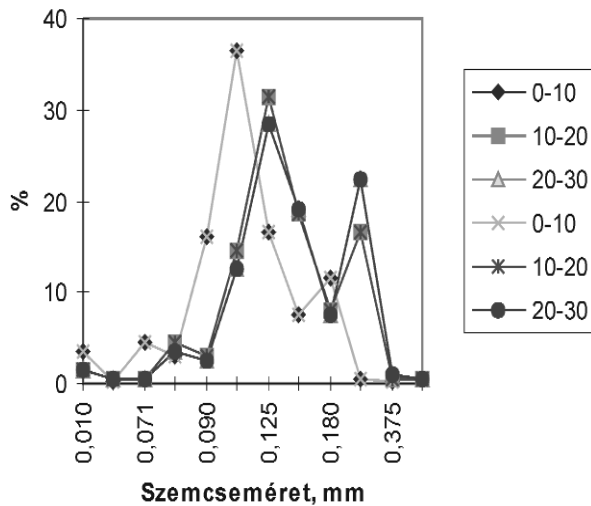
Table 1. Grain size distribution of the sand sample

Szám	Helység	Hely	Mélység cm	Szemcseméret, mm													CaCO ₃ %	
				<0,002	0,010	0,063	0,071	0,080	0,090	0,100	0,125	0,160	0,180	0,200	0,375	0,500		
1	Fülöpháza	Szélzászló	00-10		3,6	0,2	1,5	3,0	16,0	36,5	16,5	7,5	11,5	0,5	0,2		15,20	
2	Fülöpháza	Szélzászló	10 -20		1,5	0,5	0,5	4,5	3,0	14,5	31,5	18,5	8,0	16,5	0,5	0,5		14,70
3	Fülöpháza	Szélzászló	20-30		1,5	0,5	0,5	3,5	2,5	12,5	28,5	19,0	7,5	22,5	1,0	0,5		11,76
4	Fülöpháza	Nyelv	0-2		3,3	0,5	0,5	3,0	2,0	10,5	23,5	16,5	8,0	30,0	2,0	0,2		10,50
5	Fülöpháza	Nyelv	2-5		2,0	0,5	0,5	2,5	1,5	7,5	22,0	16,0	8,0	36,0	3,0	0,5		9,66
6	Fülöpháza	Nyelv	5-10		1,5	0,5	0,4	2,5	1,0	6,5	20,0	16,0	8,0	39,5	4,0	0,5		9,66
7	Fülöpháza	Nyelv	10-20	5,5	8,6	0,2	0,2	2,5	2,0	7,0	20,5	14,0	6,5	29,0	3,5	0,5		10,08
8	Ágasegyháza	Tetőárok	00 10		3,8	0,5	0,5	3,0	2,0	8,5	24,0	16,0	7,5	30,5	3,0	0,7		6,72
9	Ágasegyháza	Tetőárok	10-20		4,5	0,5	0,5	2,5	2,5	10,0	23,5	16,0	7,5	30,0	2,0			7,14
10	Ágasegyháza	Tetőárok	20-30		3,8	0,2	1,5	2,0	2,0	6,5	18,5	15,5	7,5	37,0	5,0	0,5		5,02
11	Ágasegyháza	Tetőárok	30-40		3,5	0,5	0,5	2,0	1,5	7,0	19,5	15,0	7,5	37,5	5,0	0,5		7,14
12	Ágasegyháza	Tetőárok	40 45		4,8	0,5	0,2	2,5	2,0	11,5	27,5	15,0	7,0	25,0	3,5	0,5		7,86
13	Ágasegyháza	Tetőárok	45-50		5,8	0,5	0,2	0,5	0,5	4,0	12,5	11,0	6,0	38,0	18,5	3,0		4,62
14	Ágasegyháza	Tetőárok	50-60		4,6	0,2	0,2	1,5	1,5	6,0	19,0	12,5	8,0	36,5	8,5	1,5		6,72
15	Ágasegyháza	Tetőárok	60-70		3,6	0,2	0,2	1,5	1,0	4,5	15,5	15,0	8,5	42,0	7,0	1,0		6,72
16	Ágasegyháza	Tetőárok	70 80		4,1	0,2	0,2	1,5	1,5	8,5	23,0	15,5	8,0	34,0	3,0	0,5		7,14
17	Ágasegyháza	Tetőárok	80-90		4,6	0,2	0,2	2,0	2,0	8,0	22,0	16,0	8,0	33,0	3,5	0,5		7,98
18	Ágasegyháza	Tetőárok	90-100		6,1	0,2	0,2	1,5	1,0	5,0	17,5	12,5	7,0	42,5	6,5	0,5		6,50

2. táblázat. Homokminták röntgendiffrakciós vizsgálata
Table 2. X-ray diffraction analysis of sand samples

Szám	Helység	Mintavétel	Mélység, cm	Montmorillonit	Illitmorillonit	Illit-muskovit	Biotit	Amfibol	Kaolinit	Klorit	Kvare	Kálföldpát	Plagioklász	Kalcit	Dolomit
1	Fülöpháza	Nyelv	0-2			9			3		46	8	16	10	8
2	Fülöpháza	Nyelv	2-5		2				3		61	8	10	10	6
3	Fülöpháza	Nyelv	5-10	4		5			2		55	5	12	8	9
4	Fülöpháza	Nyelv	10-20			8					59	6	10	10	7
5	Ágasegyháza	Tetőárok	00-10	3		5		1			54	7	17	8	5
6	Ágasegyháza	Tetőárok	10-20			5			2		47	14	17	8	7
7	Ágasegyháza	Tetőárok	20-30			6					60	5	14	10	5
8	Ágasegyháza	Tetőárok	30-40			7					62	9	10	6	6
9	Ágasegyháza	Tetőárok	40-45			4			2		42	16	17	9	10
10	Ágasegyháza	Tetőárok	45-50		1	7			2		55	12	15	5	3
11	Ágasegyháza	Tetőárok	50-60			5					63	8	14	7	3
12	Ágasegyháza	Tetőárok	60-70			7			3		55	12	15	5	3
13	Ágasegyháza	Tetőárok	70-80			7					61	6	12	6	5
14	Ágasegyháza	Tetőárok	80-90			6		2	3		48	10	17	7	6
15	Ágasegyháza	Tetőárok	90-100			4		2	4		55	11	13	6	5
16	Rém	MG Gépjáv.	10								83	2	11	1	
17	Rém	MG Gépjáv.	20			2					85		12		1
18	Rém	MG Gépjáv.	30			2					69	5	18	1	
19	Rém	MG Gépjáv.	40		1	3					82	2	12		
20	Rém	MG Gépjáv.	50	3		2					80		15		
21	Rém	MG Gépjáv.	60		ny	4					76	2	16	2	
22	Rém	MG Gépjáv.	70	3		3					82		12		
23	Rém	MG Gépjáv.	80			4					84	2	10		
24	Rém	MG Gépjáv.	90			2					79		19		
25	Rém	MG Gépjáv.	100			2	ny				90		8		
26	Rém	MG Gépjáv.	110			2					89	2	7		

görbe. A 10–20 és a 20–30 cm-ből vett minta szemcseösszetétele között semmiféle különbséget nem lehet kimutatni. A két görbe teljesen „elfedi” egymást. Mindkét minta aprószemű homok, melyben az uralkodó 0,1–0,2 mm közötti szemcseátmérőjű fő frakció 70 százalékot



6. ábra. Szemcseeloszlás a szélzászló mentén Fülöpháza, homokbánya

1. 20–30 cm; 2. 10–20 cm; 3. 0–10 cm; minták a 4. ábrán

Figure 6. Granulometric distribution diagrams along the wind flag, Sand Quarry from Fülöpháza

1. 20–30 cm; 2. 10–20 cm; 3. 0–10 cm; location of the samples see in fig. 4

meghaladó mennyiségben van jelen. A mellékfrakcióként megjelenő finomszemű homok 20% körüli jelenlétű. A kiinduló pontból (0 cm) vett minta szemcseösszetétele viszont eltérő. Ebben a mintában a 0,06–0,1 mm szemcseátmérő közötti finomszemű homok frakció az uralkodó 50 százalékos jelenléttel, de a mellette megjelenő mellékfrakció, az aprószemű homok mennyisége is meghaladja a 40%-ot. E minta, a másik kettővel ellentétben aprószemű homokos finomszemű homok.

A fűcsomó szélárnyéka, illetve a fűszálak okozta szélenergia-csökkenés a mozgó szemcseáramlány pneumatikus szeparációját eredményezi: elméletileg az akadály szélfelőli oldalából, a helyileg felgyorsult, örvényszerű áramlat által kiragadott homokszemcsék, súlyuk szerint fognak leülepedni, ami a homogén ásványi összetételű (kvarcsemcsék-ből álló) anyagnál azt jelenti, hogy egy enyhe szemcseméret-szerinti szortírozás jön létre. Valójában a csökkent sebességű széláramlat és a környező,

normál sebességgel áramló légtömeg határfelületén sűrűsödés lép fel, apró örvények keletkeznek, amelyek a kiválogatott szemcsék egy részét visszapenderítik a nagyobb szemcseméret irányába, más részét előrelendítik a finomabb szemcsék közé. Ezért a válogatás csak részben jön létre (6. ábra).

A rémi szélzászló mintáiban szemcseméret különbséget gyakorlatilag nem lehet kimutatni. A szélzászló mintáinak szemcseeloszlása (és amint azt a későbbiekben látni fogjuk, az ásványi összetétele is) a gradációs, mikrosávzott lamellára jellemző szemcseeloszlásnak felel meg; a bucca felmenő részén létező akadályok miatt keletkezett inhomogén széláramlatok esetében ugyanis a lamellák tulajdonképpen egymásra terített, egymással érintkező „elemi” szélzászlókból tevődnek össze (7. ábra).

Fülöpháza, nyelvszerű halmaz. A fülöpházi észlelési ponton vett mintákból három a recens szélhordta halmaz nyelvszerű végéből vétetett, egy az egyveretű, lamella mentes homoktömegeből.

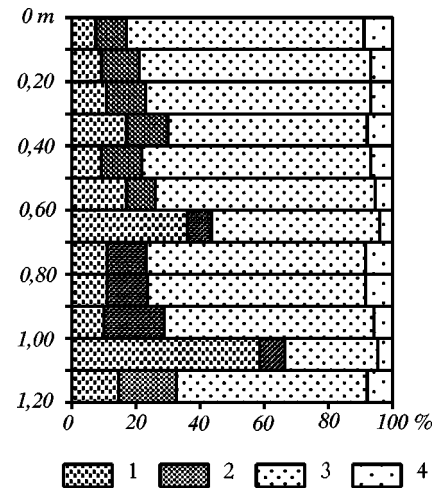
A nyelvből vett négy minta mindegyike aprószemű homok, szemcseösszetételi görbéjük egyaránt jellegzetes colikus keletkezésre utal. A fő frakció a 0,1–0,2 mm szemcseátmérőjű aprószemű homok mennyisége mind a négy mintában meghaladja a 70 százalékot. Mennyisége a 0–2, 2–5 és 5–10 cm-ből vett mintákban azonban fokozatosan növekszik 72,5 százaléktól a 85 százalékot meghaladóig úgy, hogy a durvább mellékfrakció (0,2–0,3 mm Ø) jelenléte gyakorlatilag változatlan, a finomabb mellékfrakció (0,06–0,1 Ø) mellékfrakció súlyszázaléka viszont ará-

nyosan csökken. A negyedik, a 10–20 cm-ből vett mintában viszont észrevehetően nagyobb a finomabb szemcsék mennyisége. Ez az üledék is aprószemű homok, a 0,1–0,2 mm Ø szemcseátmérő közötti főfrakció mennyisége eléri a 70 százalékot, a durvább (0,2–0,5 mm Ø) mellékfrakció mennyisége 5%. Ugyanakkor 10% fölé növekszik a finomabb mellékfrakció (0,06–0,1 Ø) aránya, és a 0,06 mm szemcseátmérőnél kisebb szemcsék mennyisége is meghaladja a 10 százalékot.

Ennek a felhalmozódási típusnak az átlagnál kissé durvább, homogén, jól szelektált homokból képződő lamellák felelnek meg, amelyek az együtt mozgó, nagyrészt azonos méretű és fajsúlyú szemcsék közösségét képezik. Ugyanakkor az ilyen, szőnyegszerűen mozgó homokréteg („traction carpet”) szemcséi viszonylag nagy mennyiségű poranyagot (kőzetlisztet) képesek magukkal vonszolni, amelyet a „szőnyeg” felső felületét képező szemcsék megvédenek a kifújástól. Ebből ered a homogén lamellák esetében megjelenő, megnövekedett üledékmennyiség a 0,063 mm alatti frakcióban.

Fülöpháza, szerír. A fülöpházi recens bucca felületén, a homokfodrok között megjelenő durvahomokos foltból vett minta szemeloszlási görbéje, annak ellenére, hogy egyértelműen eolikus eredetre utal, egy rosszul osztályozott üledéket mutat. A minta fő maximuma, melyhez az üledék kb. 40%-a tartozik a 0,3–0,5 mm szemcseátmérőjű tartományba esik, ugyanakkor kisebb mellékmaximum, az üledék kb. 18%-a található a 0,06–0,1 mm szemcseátmérőjű tartományban. A fő (a 0,3–0,5 mm szemcseátmérőjű) maximumba koncentrálnak a szél által csak kis távolságra elmozdítható, gurítható, esetenként csak csúsztatható szemcsék. Az eredetileg kis mennyiségű (1%-nál kevesebb) durva homokszemcsét tartalmazó homokból a szerír-anyag reziduálisan koncentráldott, tehát a szél folyamatosan eltávolította a finomabb (a 0,1–0,3 mm szemcseátmérőjű) szemcséket és a durvák helyben maradtak. Ezért egy bucca testében a szerír-zsinórokat tartalmazó lamellák egy hajdani, konszolidált, majd betemetett buckafelületet jeleznek. Ez a helyzet a rémi Klein-bucca talajszintjében megjelenő durva homokszemcsék esetében és a 110–120 cm-es minta szemcseeloszlásában, amelyben egy kis maximum jelenik meg a 0,2–0,5 mm-es tartományban. A legfinomabb homokfrakció kismértékű relatív feldúsulása föltehetőleg annak köszönhető, hogy a szél könnyebben fel tudja kapni és kifújni a kissé nagyobb, az aprószemű homok, illetve a középszemű homok alsó felébe (0,1–0,3 mm szemcseátmérőjű frakció) tartozó szemcséket. A finomabb szemcsék eltávolításához elképzelhetően több idő, vagy erősebb szél kell.

Az ágasegyházi (konszolidált) bucca oldalába ásott feltárás falában 45–60 cm mélységben lévő világosabb, három vastagabb lamellából álló sáv szemcseösszetétele némileg különbözik a föllette, illetve alatta lévő minták szemcseösszetételétől. Ezekben a mintákban a középszemű homok frakció az uralkodó, a mellékfrakciónként megjelenő középszemű homok frakció (0,2–0,5 mm szemcseátmérő) aránya eléri, illetve meghaladja a 10%-ot, sőt



7. ábra. A rémi árkolás mintáinak szemcseeloszlása

1. Agyag + kőzetliszt; 2. Finom homok; 3. Aprószemű homok; 4. Középszemű homok

Figure 7. Granulometric distribution of samples from Rém trench
1. Clay+silt; 2. Very fine grained sand; 3. fine grained sand; 4. Middle grained sand

45–50-cm között a 20%-ot is, finomszemű homok tartalma viszont 10% alatti. E két minta földpát-tartalma 33, ill. 27%, a 22,6%-os átlaghoz viszonyítva. A 0–40 cm között és a 70–90 cm között vett minták uralkodó frakciója is az aprószemű homok, de középszemű homoktartalma 6% alatt marad, finomszemű homoktartalma viszont meghaladja a 10 százalékot. A 60–70 és 90–100 cm közötti mintákban az uralkodó aprószemű homok mellett a két mellékfrakció közül a középszemű homok aránya 10% alatt marad, viszont finomszemű homok aránya sem éri el a 10 százalékot.

Valószínű, hogy a 45–60 cm közötti a relatíve durvább szemcsés lamellák a buckafelületen, átmérőjük és nem kis mértékben ásványi összetételük miatt sem szökdecselő, sem vonszolt, hanem a kettő közötti guruló mozgást végző szemcsékből álltak össze, amelyek, szőnyegszerű haladásuk közepette elvesztették a finomabb szemcsefrakció egy részét.

Rém: kőzetlisztes betelepülés. A rémi két mintavételi pont mindegyikén megjelenik egy kőzetlisztben feldúsult, sötétebb színű szint, a volt Mezőgazdasági Gépjavító Telep melletti régi buckában 100–120 cm között és a Klein-bucca recens részében, 60–70 cm, illetve 110–120 cm között; az utóbbi egy eltemetett, fekete, kőzetlisztes-homokos talajszint. Mindkét feltárásnál a rémi területre jellemző, igen jól szortírozott homok található, kb. 1 cm vastag, részben gradációs lamellákkal, amelyekben a két maximum igen közel van egymáshoz.

Valószínű, hogy a bucca e színben is eltérő része egy hajdani viharos szél hatására jött létre. A szél, egy bizonyos sebességen túl felszaggatja a buckaközi térség növényzettel fedett finomabb üledékeit és felhőkben, a homokkal keverve viszi tovább az anyagot (ez az arab sivatagok „gibli”-je, a Szahara „sanuum”-ja). Amikor a szél hirtelen eláll, a port (kőzetlisztet) a homokszemcsék mint-

egy „kiszűrrik” a levegőből és létrejön egy „poros lamella”, 15%, sőt esetenként 25% finomszemcsés anyaggal, amely a homokszemcsék köztes terében helyezkedik el.

A pleisztocénben a gyakori viharos szél a közeli löszös pusztákról rendszeresen szállította a finomszemcsés anyagot és a fenti mechanizmussal terítette végig a homokos zóna határterületén mozgó buckákra; ez által jöttek létre a lösz-betelepülések a homokos összletbe és a homok és a lösz összefogazódása.

*Mihálcz-féle koptatottsági index
és szemcsefelület-vizsgálat*

A Mihálcz-féle koptatottsági index vizuális meghatározását a rémi terület kivételével az összes mintán elvégeztük. A négy fokozatból álló index csak egy általános tájékoztatást ad a homok minőségéről és csak a szemcsealak és felszín változását számszerűsíti. Ez alapon összehasonlíthatók a különböző homokképződeményekből vett minták. Így a fülöpházai minták közül a szélzászló mintáiban egyértelműen növekszik az index a szél irányába, míg a nyelv szemcseméretileg homogén mintáiban gyakorlatilag ugyanaz a koptatottsági index eloszlása.

Az ágasegyházi minták első nézetre meglehetősen egyveretűek, de ugyanazon átlagérték alatt hol a 2., hol a 3. értékű index dominál. Ez a homokban történő szabályos változásokat, így a lamellákon belüli gradációt tükrözi.

A szemcsealak és a felület simasága, „áramvonalassága” befolyásolja a szállítást és lerakódást, amint azt a szélcsatornás kísérletek is bizonyították (LĂȚIU, 1987). A rücskös, szabálytalan, lépcsős felület mentén a légáramlásból a mélyedés tengelyével párhuzamos tengelyű mikroörvények válnak ki, vektoraiknak függőleges, felfelé irányuló komponense fékezi a lehullási tendenciát, a vízszintes összetevője pedig összeadódik a szél repítő irányával, tehát a rücskös, csúcsos-éles szemcse gyorsabban halad, mint a sima, tojásdad — és lassabban is ülepszik le.

Az ágasegyházi minták SEM-vizsgálata képet ad a szemcsék tényleges alakjáról és a felületükön megjelenő alakzatokról. Alapjába véve a szemcsék alakja két extrém típus között változik: az élein-sarkain jól lekerékített poliéder (kocka, téglalap, ék, tetraéder) és a teljesen szabálytalan, lemeztöredék vagy szilánk, üreges, több dudoros idom, kis mértékben, de láthatóan lekoptatott éllel, sarkokkal (II. tábla, 1. fotó). Egyes nagyobb szemcséken több koptatási fázis nyoma azonosítható, amelyek közül legfeljebb az utolsó tulajdonítható a szél munkájának (II. tábla, 2. fotó). A szemcsék felületét ugyanis tipikus, folyóvízre utaló kioldási barázdák szelik át, fonatokban, fodrokban, köztes kovagumó-kicsapódásokkal (II. tábla, 3. fotó); ezeket a barázdákat hozta a szélcerózió „egy szintre”. Minden jel arra mutat, hogy a szél, habár alaposan szelektálta a homokanyagot, a szemcsék morfológiáját vajmi kevésbé módosította.

Ásványi összetétel

A 18 minta röntgendiffrakciós vizsgálata a teljes mintán készült, az eredmények az II. táblázatban láthatók.

A mintaanyag ismeretében megjegyzendő, hogy a kimutatott agyagásványok, beleértve a finomszemcsés muszkovitot (és a szericitet), is, részben a földpátokban jelennek meg, mint bontástermék, úgyszintén a kalcit egy része a plagioklászban — tehát nem a 0,063 mm alatti frakcióban. Szemcséket alkot továbbá az amfibol és a klorit, a bontott vulkáni kőzettörmelékben. Ágasegyháza homokmintái vizsgálata során, kis mennyiségben találtunk mészkő- és dolomitzemcséket a törmelékes frakcióban, ezért valószínű, hogy a karbonátok zöme a 0,063 mm-es frakcióban jelenik meg.

Az első megfigyelés: a minták többsége nem tiszta kvarchomok. Az 8. ábrán bemutatott Ruchin-háromszögdiagramon tíz minta minősül (karbonátmentes) homoknak, négy mésztartalmú homoknak és tizenöt mész- és dolomit-tartalmú homoknak.

A második az, hogy az eredmények lelőhely-szerint csoportosulnak. A fülöpházi „nyelv” szemcseeloszlásilag normális, szerkezetileg homogén homok a 9. ábrán látható diagramban (FÜCHTBAUER 1964) a vetület felső sarkába került, jelentős káliföldpát-tartalommal, az arkózos+grauwackos homokmező és a grauwackos homokmező határára. Itt kell megjegyezni azt, hogy az eltérő származási területen kívül a két földpát-csoport (plagioklász és ortoklász-mikroclin) fajsúlyilag és koptathatóság szempontjából is elkülönül; ez utóbbira alapszik az iparban alkalmazott technológia a kerámiailag értékesebb káliföldpát (pneumatikus) dúsítására (LĂȚIU, 1987, 226 old.) Az ágasegyházi mintacsoport szórtsága a feltárásban észlelt inhomogenitást tükrözi, ezen belül a gradációs lamellákat és a földpátokban aránylag gazdag (világos színű) betelepüléseket (II. tábla, 3. fotó). A rémi minták az egynemű, jól szortírozott homokból álló lamelláknak megfelelően a csekély mennyiségű, javarészt plagioklászt tartalmazó grauwackos homok-mezőbe vetülnek. A rémi minták a RUCHIN-diagramban is elkülönülnek, szintén a kvarchomok-mezőbe (8. ábra). E mintáknak ugyancsak csekély az agyagásvány-tartalma. A minták jellegzetes, többségben egyetlen agyagásványa az illit (\pm szericit) (II. tábla, 4. fotó).

Mindezek azt bizonyítják, hogy a homok ásványi összetétele fontos tényező a különböző fáciesek, ezen belül a lamellák típusainak a kialakulásában. Ezt azzal lehet magyarázni, hogy a különböző ásványok, nem csak a szemcsék mérete és felületi tulajdonságaik, de a fajsúlyuk alapján is osztályozódnak. A kvarc fajsúlya nagyobb ($2,7 \text{ g/cm}^3$), mint a földpátoké (ortoklász $2,38 \text{ g/cm}^3$; albit $2,53 \text{ g/cm}^3$; anortit $2,61 \text{ g/cm}^3$), ezért a szélenergia-csökkenés folyamán azonos szemcseméretnél előbb a nehézasványok, a dolomit, majd a kvarc hull ki és csak azután a földpátok, a kalcit és a csillámok. Az iparban a száraz módszerrel történő ásványdúsításhoz használt ciklonok is ennek alapján működnek (LĂȚIU, 1987, 156 old.). Ezért a homogén lerakatokban és az egynemű lamellákból álló

buckák esetében egy szintén egynemű kvarchomok található, míg a gradációs lamellákban követhető szemcsecloszlást az ásványok fajsúly szerinti eloszlása is követi. A két gyakoribb komponensre elegyszerűsítve: földpát-szegény és földpátokban relatíve gazdagabb kvarchomok-sávok váltakoznak a lamellákban és földpátos, illetve földpát-szegény lamellák a bucka felépítésében.

A fentiek szerint a szemcsecloszlás, a koptatottság és az ásványi összetétel külön-külön és együttesen az colikus szállítás és felhalmozódás sajátosságait tükrözik.

**Homokfelhalmozódás,
homokfáciesek, homokkutatás**

A futóhomok-területek szabályos formakincsével, a dűnék, barkhánok morfológiájával és mozgásával sokan foglalkoztak, még a XIX. század közepétől kezdve, feltárván a homokmozgás törvényszerűségeit nagyban, a homokdombok szintjén. A homokdomb alkotóelemei szintjén, a lamellák léptékén történő anyagszállítás módja, dinamikája csak a múlt század második felében keltette fel a kutatók érdeklődését, nem kis mértékben a járműtervezés és a száraz anyag (ásvány-, festékpör-, tömedék-) feldolgozás technológiája által nyújtott új kutatási módszerek alkalmazásával. Így az aerodinamika alkalmazása a homokkutatásban magyarázatot ad a homokdombokban megjelenő elkülönülésekre, ez által szerkezetet adva egy, eddig kaotikus, szerkezetnélkülinek tartott halmaznak.

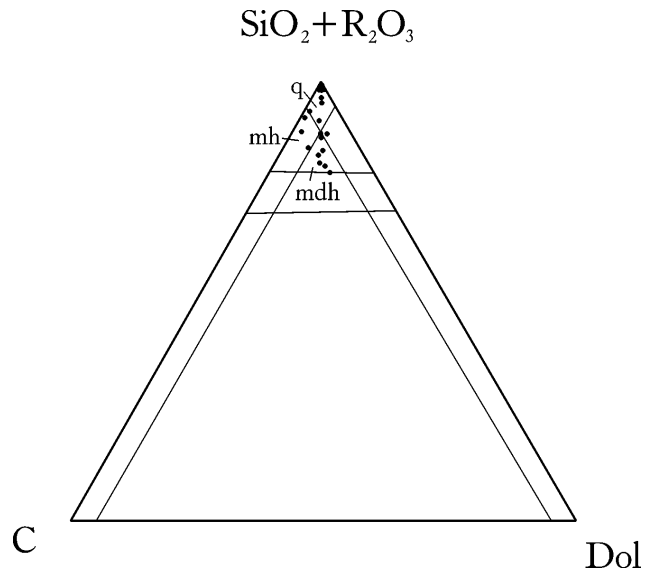
E gondolatmeneten tovább haladva, felmerült a kérdés, nem lehet-e ezek után fáciesekről, futóhomok-fáciesekről beszélni? Válaszuk pozitív: a homokfelhalmozódás a szállító közeg dinamikája és a szállított üledék sajátossága együtthatásából jön létre, részei különböző körülményeket valószínűsítenek.

A fácies, BERTRAND (1887) szerint: „...est la totalité des caractères minéralogiques, litologiques, paléontologiques, stratigraphiques ou de sédimentation d'une formation géologique”. Azzal, hogy az „és” helyett „vagy” szerepel az üledékképződés szó előtt, a fogalomalkotó egy kiskaput hagy a recens üledékek számára, hogy ezeket is megillessa a fácies-fogalom használata.

A fentiek — és jelen kutatásaink — figyelembe vételével a futóhomokban, az ásványtani, üledék (szerkezeti) és leülepedési sajátosságok alapján a következő fácieseket és szubfácieseket lehet megkülönböztetni:

- a. — Homogén homokfácies
- b. — Lamellás homokfácies
- b1. — poros lamellás szubfácies
- b2. — gradált lamellás szubfácies
- b3. — durvaszemcsés lamellás szubfácies
- b4. — szeríres szubfácies
- b5. — kombinált lamellás szubfácies

A fáciesek és szubfáciesek megkülönböztetése nem csak elméleti probléma. Elsősorban a jelenkori és annál inkább a konszolidált, netán régi korok képződményeiként megjelenő homok (homokkő)-felhalmozódások keretén

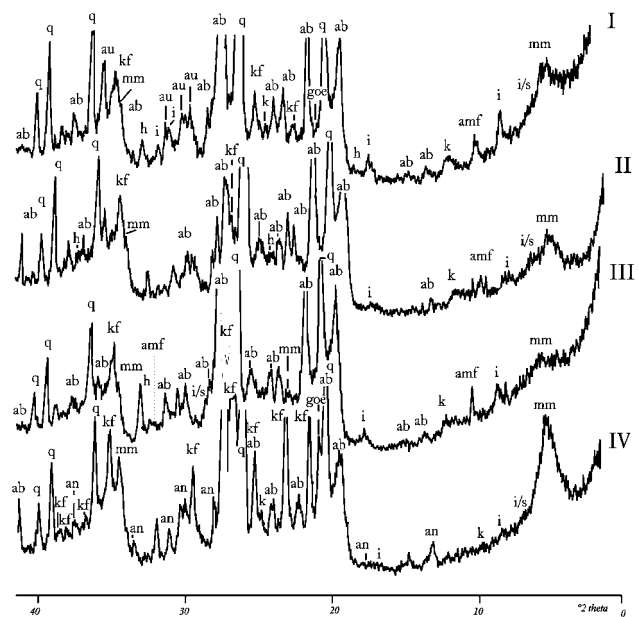


8. ábra. A minták karbonát-tartalma a RUCHIN-diagram (1985) szerint

q, tiszta kvarchomok; mh, meszes kvarchomok; mdh, meszes-dolomitos kvarchomok. F = Fülöpháza; Á = Ágasegyháza; R = Rém

Figure 8. Carbonate contents of the samples, plotted in ternary diagram after RUCHIN (1985)

q, pure quartzose sand; mh, limy quartzose sand; mdh, limy-dolomitic quartzose sand. F = Fülöpháza; Á = Ágasegyháza; R = Rém



9. ábra. A minták ásványi összetétele

q, kvarchomok; ar, arkózos kvarchomok; gr, grauwackos kvarchomok; ar-g, arkózos-grauwackos kvarchomok. Q = kvarc; Pl = plagioklász; K-f = kálicföldpát

Figure 9. Mineralogic composition of the sand samples

q = quartzose sand; gr = greywacke+quartzose sand; ar-g = arcisian-greywacke+quartzose sand. Q = quartz; Pl = plagioclase; K-f = potassic feldspar

belül lévő különböző fáciesek az idom különböző részére, ezen belül különböző mozgástípusra jellemzők. Ez különösen a szénhidrogén-kutatás során végzett üledékanalízisben, a recens üledékek vízföldtanában, a felszínközeli képződményeknél a termőréteg vízháztartása vizsgálatában nyújt fontos információkat. Így pl. a szélirányban gradált lerakat a szélzászlókra, a homogén „nyelv” a meredek oldal alatt, a vízszintes örvényfonatok által megkevert anyagra, az egynemű lamellás szubfácies a szőnyegszerűen mozgó, a homokdomb testét alkotó törzsre, a szeríres szubfácies a buckafelszínre ad információt. Másodsorban pedig, a — bertrandi definíció szellemében — egy homokfeltárás jellegéhez szükséges és elégséges a következő négy jellemzőkből három ismerete: szerkezet (lamellázottság), szövet (gradáció vagy homogenitás); szemcsecsozlás és ásványi összetétel. Ez alapján, terepi felvételezéssel és aránylag egyszerű laborvizsgálatok alapján feltárható egy bucka, egy buckacsoport vagy egy futóhomokos terület állapota és földtani múltja.

Összefoglalás

A szerzők a Duna–Tisza köze három jellegzetes területén, Fülöpszálláson, Ágasegyháznál és Rémen a modern homokkutatás eszközeit alkalmazva, megvizsgálták a jelenkori és pleisztocén homokfelhalmozódások finomszerkezetét. Az eolikus homokfelhalmozódás elemi összetevője a lamella, amely egy bizonyos felhal-

mozódási epizódnak felel meg. A homokhalmazok egymáson fekvő, egymásba fogazódó lamellák sokaságából tevődnek össze.

A lamella az a homogénnek tekinthető, elemi homoktest, amely egy bizonyos meteorológiai körülmények és egy adott szedimentológiai-ásványtani összetétel kölcsönhatása által jött létre.

Ez alapján az eolikus homok esetében, a lamellák hiánya vagy jelenléte alapján két fáciest (homogén és lamellás) és a lamellás fáciesen belül öt szubfáciest sikerült elkülöníteni.

A fácies-fogalom, akárcsak a többi üledék, üledékes kőzet esetében lehetőséget nyújt nem csak a felhalmozódás és szállítás beható tanulmányozására, de az alkalmazott földtan különböző területein is hasznos munkaeszköz.

Köszönetnyilvánítás

A fenti tanulmány, archív adatok és a folyamatban lévő kutatásaink felhasználásával a T-025970 sz OTKA-téma keretén belül jött létre, a Magyar Állami Földtani Intézet Környezetföldtani Főosztálya keretén belül, a MÁFI Szediment és Ásványtani Laboratórium eredményeinek a felhasználásával. A szerzők ez úton nyilvánítják köszönetüket a laboratóriumok munkatársainak a részletes analitikai eredmények kidolgozásáért, valamint Rém község polgármesteri hivatalának a területen végzett kutatásokban nyújtott segítségért.

Irodalom — References

- ANTON, D. 1983: Modern eolian deposits of the eastern province of Saudi Arabia, — *Eolian sediments and processes*, Elsevier, 365–378. Amsterdam.
- BALOGH K. 1991: Szedimentológia. A szél szállító és lerakó tevékenysége. *Akad. Kiadó*, I.6. 191–223.
- BERTRAND, J. 1887: *Traité de Géologie Générale*. — *Masson & Cie*, 115., Paris.
- BINDA, P. L., 1983: On the skewness of some eolian sands from Saudi Arabia — *Eolian sediments and processes*, Elsevier, 27–36. Amsterdam.
- BULGARU, A. 1987: Nisipurile eoliene din Cîmpia Argeşului. — *Studii și Cercetări de Geologie, Geofizică, Geografie, Seria Geologie*, 36/1–2, 53–62. București.
- BULLA B. 1951: A Kiskunság kialakulása és felszíni formái. — *A Földrajzi Könyv- és Térképtár Értesítője*, 101–116.
- CHOLNOKY J., 1940: A futóhomok és elterjedése. *Földtani Közöny*, 70, 258–295.
- FAROUK, H., SELIM, M., 2001: Proximal and distal transport of mineral particles in wind blowed sands; an exemple, Hassi Mesoud Area, Southern Sahara, Algeria. — *XIth Saharean Conference: The Desertic Areas and their environmental problems* 14–21.10. 2000, Abstr., 16–17. Alger.
- FRANYÓ F. 1964: A futóhomok és a lösz települési viszonyai a Duna–Tisza köze középső részén. *MÁFI Évi Jelentése 1961 évről*, 31–46.
- FÜCHTBAUER, L. K. 1986: Outlines of the mineralogic classification of the marine, fluvial and eolian sands and sandstones. *Proc. XVIIth Conference of the South-Asian and Australian Group of Sedimentology, IUGS, Australia*, Abstr. II. 235–238. Port Darwin.
- GLENNIE, K. W., 1970: Desert sedimentary environments. — *Developments in Sedimentology*, 14. 3–556. Elsevier, Amsterdam, London, New York.
- HUNTER, R. E., & RUBIN, D. M., 1953: Interpreting cyclic cross-bedding, with an example from the Navajo Sandstone. — *Eolian sediments and processes*, Elsevier, 429–454. Amsterdam.
- ILIESCU, M., STRATULAT, D., MUNTEANU, S. 2001: Structura și morfologia dunelor de nisip din lunca râului Ialomîța, posibilități de fixare și de ameliorare pentru culturi agricole. — *ISPIF, Sesiune Jubiliară*, 233–242, București.
- KÁDÁR L. 1935: Futóhomok tanulmányok a Duna–Tisza közén. — *Földrajzi Közlemény*, 63, 4–14.
- KÁDÁR L. 1956: A magyarországi t agrogeológiai és környezetföldtani vizsgálata a Bugaci-mintaterületen. — *Doktori értekezés*, Debreceni Egyetem, Természettudományi Kar, 1–123.
- KERÉK B., KUTI L. 2003: The environmental and agrogeological evaluation of the sandy steppe the Danube–Tisza hilly region, Hungary. — *Fifth International Conference on the Middle East*, 409–416. Cairo.
- LAȚIU, I. 1987: Prepararea substanțelor minerale utile pe cale uscată. — *Ed. tehnică*, 3–435., București.

- MCKEE, E. D. 1966: Structure of dunes at White Sands National Monument, New Mexico. — *Sedimentology*, 7, 1–70., Tulsa.
- RUEGG, G. H. J. 1983: Periglacial eolian evenly laminated sandy deposits in the Late Pleistocene of NW Europe, a facies unrecorded in modern sedimentological handbooks. — *Eolian sediments and processes*, Elsevier, 455–482. Amsterdam.
- RUCHIN L. B. 1985: Grundzüge der Lithologie. Lehre von den Sedimentgesteinen. — *Akad. Verlag* Berlin, XIII. 112–113.
- URBANCSEK J., 1955: A Duna–Tisza köze délkeleti része. — *MÁFI Évi Jeentése az 1953. évről*. II. 471–478.
- WARREN, A., KNOTT, P., 1983: Desert dunes: a short review of needs in desert dune research and a recent study of micrometeorological dune-initiation mechanism. — *Eolian sediments and processes*, Elsevier, 343–352. Amsterdam.
- WASSON, R. J. 1983: Dune sediment types, sand color, sediment provenance and hydrology in the Strezelky-Simpson Dune Field, Australia. — *Eolian sediments and processes*, Elsevier, 165–195. Amsterdam.
- WHITNEY R. 1993: The physical basis of sand transportation and sedimentation, an example, the Crazy Jack Dune Fields, Southern Gibson Desert, Australia. — *Proc. XVIIIth Conference of the South-Asian and Australian Group of Sedimentology, IUGS, Australia*, Abstr. II 163–165 Port Darwin.

I. tábla — Table I

1



1. Az ágasegyházi kötött bucka északkeleti oldalán ásott mintavételi gödör

The sampling pit, dugged in the NE side of the stable sand dune, Ágasegyháza

2



2. A rémi Klein-domb szél irányába (DK) épült, aktív homloklejtője
SE oriented wind-built, active sand slope, Klein hill, Rémm

3



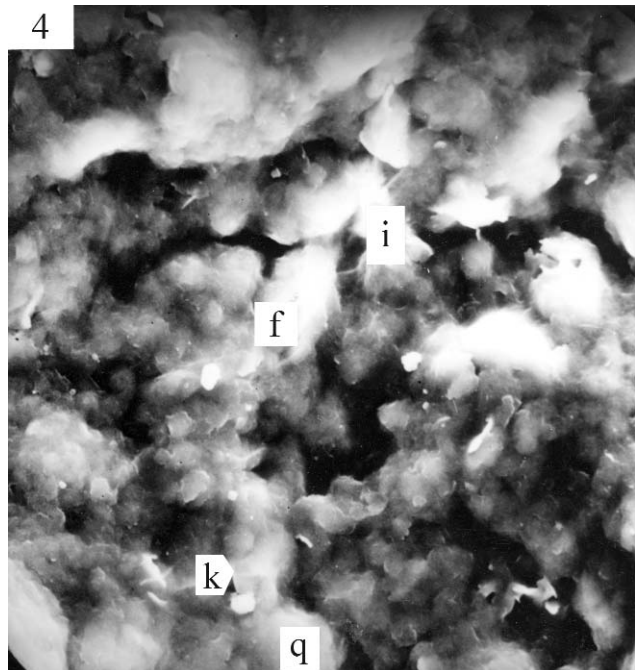
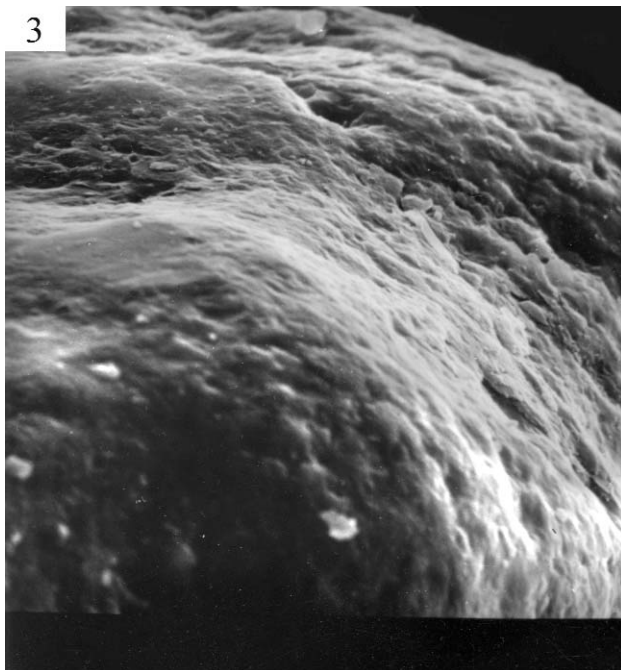
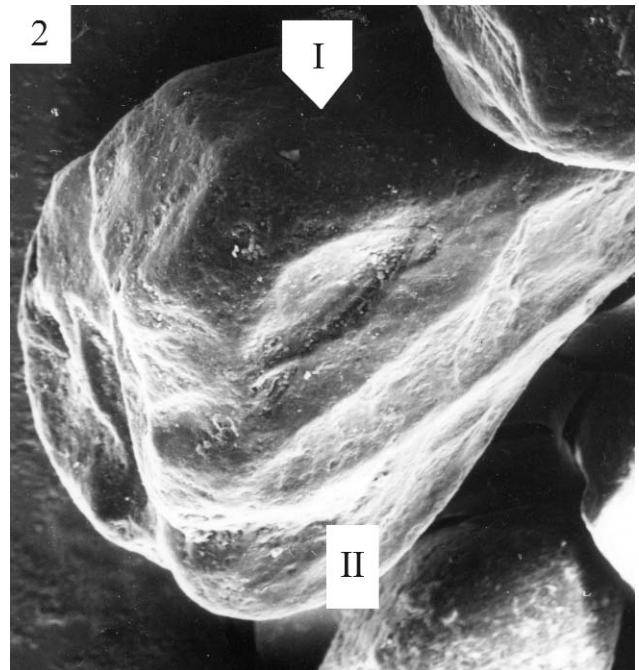
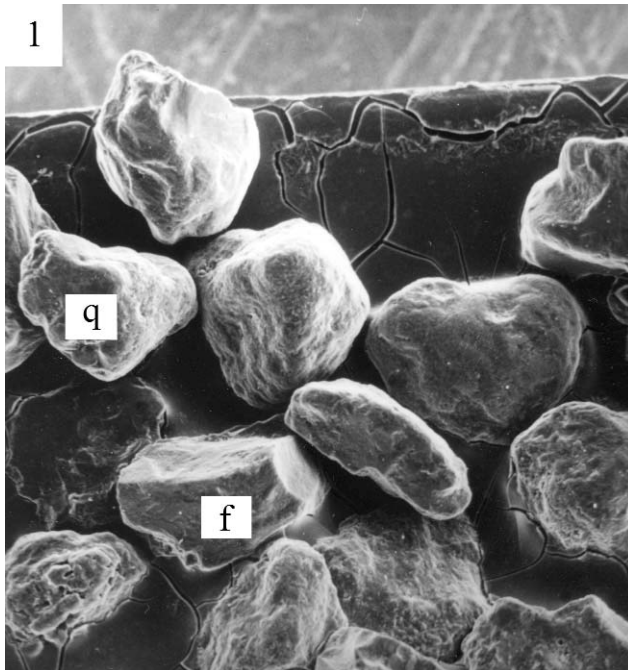
3. Kígyózó homokfodrok a rémi aktív homokbucka oldalában
Meandering sand ripples in the side of the active sand dune from Rémm

4



4. Klein-domb, Rémm: a régi bucka közel függőleges szelvénye, amelyen láthatók a lamellák; ezek egy sűrűn sávozott, kiperegve bordázott, felületet képeznek, amelynek lábázatát egy szerkezetnélküli homokprizma (lejtőláb-üledék) takarja el Klein Hill, Rémm; the nearly vertical crosscut of the ancient sand dune, in which the lamellae are shown. They form a dens, stripped, dropped, ribbed surface, which is covered at the footwall, by a structurless sand prism (i.e. the slopefoot deposit)

II. tábla — Table II



1. Homokszemcsék: az élein-sarkain jól lekerekített poliéderek és szabálytalan, szegletes, esetleg üreges, több dudoros idom, kis mértékben, de láthatóan lekoptatott éllel, sarkokkal. q, kvarc; f, földpát; Ágasegyháza, 50–60 cm; SEM felvétel, 200× — Sand grains: polyhedrons, with well rounded edges and corners, and irregular, angular ones, perhaps hollowy, with few bunches, with a weakly, but visible abraded edges and corners. q, quartz; f, feldspar; Ágasegyháza, 50–60 cm; SEM micrograph, 200×
2. Legömbölyített (I), majd egy újabb fázisban barázdásan koptatott (II) szemcse, apró kioldási üregekkel és világosabb kovagumókkal. Ágasegyháza, 90–100 cm; SEM felvétel, 1200× — Rounded (I), and in a next phase furrow-likely abraded grain (II), with small dissolution voids and lighter silica drops, Ágasegyháza, 90–100 cm, SEM micrograph, 1200×
3. Kioldásos barázdák fonatai, tojásdad kicsapódási kovagumók, amelyeket a szélérozió lesimított, egy szintre hozott. Ágasegyháza, 50–60 cm; SEM felvétel, 3200× — Fascicle of dissolution furrows, with precipitated, egg-like silica drops, which were nivelated by wind corrosion. Ágasegyháza, 50–60 cm; SEM micrograph, 3200×
4. Az ágasegyházai 40–45 cm minta <0,063 mm-es frakciójának SEM felvétele. q, kvarc; k, karbonát; f, földpát; i, szericit–illit. 500× — The SEM micrograph of the <0,063 mm fraction of the sample 40–45 cm. q, quartz; k, carbonate; f, feldspar; i, sericite–illite. 500×

térszint, csak a legmagasabb tetőszintek maradtak a vízszint fölött, jelentős lepusztulás nem történt. A pannóniai üledékképződés kb. 8 millió éve zárult le, ettől kezdve szárazulati, lepusztulási térszín a vizsgált terület. A 4–5 Ma közötti vulkáni felépítmények egy kb. 300 m tengerszint feletti magasságon kialakult hegylábfelszínre települtek.

A késő-miocén–pliocén, „prevulkáni” lepusztulási időszak során a pannóniai összetett észak–déli lefutású völgyek vágódtak be. A posztvulkáni időszakban jelentős mértékben lepusztultak maguk a vulkáni formák is, exhumálódtak a felső-pannóniai üledékek alól az elegyengetett felszínek. A felső-pannóniai képződményeken glaci-k alakultak ki. Létrejött a mai völgyhálózat, hordalékkúpok képződtek, esetenként több szintben.

plex palaeosurface, having only small areas being over the water surface. This period has no significant record of surface evolution. The Pannonian sedimentation has been terminated around 8 Ma, and the study area turned to be an eroding landmass. Volcanic edifices around 4 to 5 Ma build up on a piedmont surface represented by the surface 300 metres above present sea level. On a so called „pre-volcanic” surface, north to south oriented fluvial systems have been incised during the Late Miocene to Pliocene. In „post-volcanic” time significant erosion of the volcanic edifices as well as the exhumation of a relatively gentle palaeosurface below the Upper Pannonian sedimentary cover has occurred. Extensive glaci has developed on the Upper Pannonian sediments. Finally, the modern valley network and often multilevel alluvial, colluvial fans, as well as debris aprons has developed.

Bevezetés

A Káli-medence földrajzi értelemben a Burnót-patak vízgyűjtő területeként definiálható a legpontosabban (1. ábra). Geomorfológiája, felszínformálódása azonban elszakíthatatlan tágabb környezetétől, ezért kialakulásának ismertetése, egyes folyamatok, formák leírása során feltétlenül utalni kell erre a környezetre is.

Magyarázatra szorul a Balaton-felvidék fogalma is. A hivatalos beosztás önmagában is ellentmondásos, hiszen MAROSI (in ÁDÁM et al. szerk. 1986, fig. 1.) a Tapolcai-medencét nem különíti el a Balaton-felvidéktől, míg JUHÁSZ (in ÁDÁM et al. szerk. 1988, fig. 1.) önálló kistájcsoporthoz tekinti mindkettőt. Jelen munkában a Balaton-felvidék fogalmába beleértem a sensu stricto Balaton-felvidéket, a Tapolcai-medencét és a Keszthelyi-hegységet is, mivel földtani felépítésük, kialakulásuk, formakincsük annyi közös vonást mutat, hogy a hivatkozások esetében csak felesleges ismétlés lenne e kistájcsoporthoz ismétlődő felsorolása.

A Balaton-felvidék földtani térképezésére 1982–1990 között került sor, a MÁFI 1:10 000-es méretarányú felvételezésére alapozott földtani térkép és földtani összefoglaló 1999-ben jelent meg (BUDAI et al. 1999, BUDAI, CSILLAG szerk. 1999). Ez az összefoglalás már részben tartalmazza a Káli-medence hidrogeológiai, földtani természetvédelmi vizsgálatának (CSILLAG et al. 1994a,b, CSILLAG et al. 1997) eredményeit is. A Balaton-felvidék és a Káli-medence geomorfológiai vizsgálatától számos új eredmény várható, hiszen a korábbi feldolgozások (PÉCSI 1969, GYÖRFFY 1957, JUHÁSZ 1988), illetve a monografikus összefoglalás (ÁDÁM et al. szerk. 1986, 1988) nem értékelhették a Bakony és a Balaton-felvidék részletes földtani térképezésének hatalmas adatmennyiségét, nem használhatták fel az időközben megjelent 1:50 000-es méretarányú földtani térképeket (CSÁSZÁR et al. 1985, GYALOG, CSÁSZÁR 1990, BUDAI et al. 1999), valamint a napjainkban kialakított egységes fűrési adatbázist. A geomorfológiai feldolgozás első lépéseként a Káli-medence és környéke geomorfológiai szintjeinek értelmezésére tesz

kísérletet e munka. A tárgyalt terület és tágabb környékének földtani adatait ebből a szempontból vizsgálva a korábbi, a Magyar Középhegység egészére vonatkozó, általános érvényű felszínformálódási kép (PÉCSI 1988, 1998) kiegészítéseként egy, a konkrét területre vonatkozó, geomorfológiai fejlődéstörténet bemutatását kísérem meg. A földtörténet során változó jellegű lepusztulási viszonyok bemutatásán keresztül a különböző jellegű elegyengetett felszínek kialakulásának, lepusztulásának, betemetődésének, exhumálásának konkrét eseményei vezethetők le a Balaton-felvidék egy részének területén.

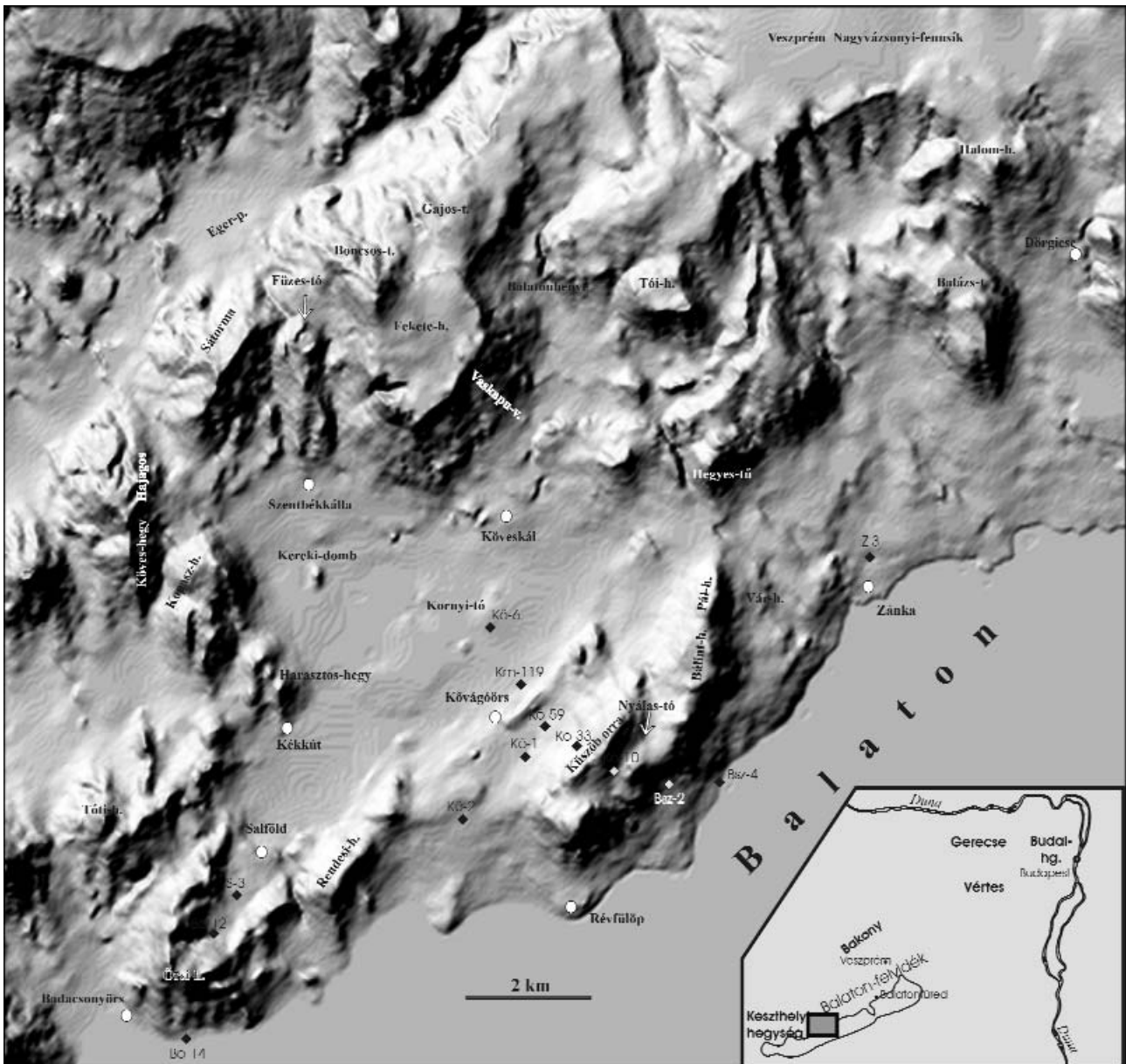
Pre/infra-késő-perm felszín

A hercíniai hegységképződést követő lepusztulási periódus során került a felszínre a Lovasi Agyagpala anchi-metamorf összelete a perm időszak első felében (MAJOROS 1983, FÜLÖP 1990).

A Káli-medencében számos fűrás (pl. Badacsonyörs Bő-12, -14, Kővágóörs Kö-1, -2, Salföld S-3, Zánka Z-3) harántolta az agyagpala sorozat felső, 10–40 m vastag tarka, oxidált, mállott szakaszát. Vastag, vörös színű, kaolinban dús mállási kérget írt le FÜLÖP (1990) a Kékkút K-4 fűrásban a paleozoos dácit sorozat fedőjében, a Balatonfelvidéki Homokkő alatt. A fedett, eltemetett felszín jelenlegi ismereteink alapján csak Kővágóörstől K-re és a Tóti-hegy DK-i tövében bukkan a felszínre, szemcsexhumált helyzetben. A feltárásokban a vastag málladék-takaró törmeléke tanulmányozható. Ezek a törmelékdarabok pedogén hatásokra utalnak, cementált vasas és kovás kötőanyagú kérgék maradványai lehetnek.

A fedőben a Balatonfelvidéki Homokkő bázisképződményei települnek, a Paloznaki Fanglomerátum, illetve a Badacsonyörsi Konglomerátum. Mindkét tagozatban előfordulnak gipszes, hematitos, dolomitos konkréciók (MAJOROS 1983, FÜLÖP 1990).

A málladékösszeletről alig van információ, vastagsága (10–40 m) és a fűrásleírások alapján rekonstruálható fáciese, eluviális jellege trópusi mállási folyamatokra utal.



1. ábra. A Káli-medence és környékének helyszínrajza valamint digitális terepmodellje
 Figure 1. Location map and digital landscape model of the Kál Basin and its vicinity

A felszínre bukkanó — legfelső? — szakasz pedogén kérgéi azonban, hasonlóan a közvetlen fedő konkrécióihoz, már inkább szemiárid klímára utalnak. Ugyancsak ezt jelzi a közvetlen fedőben a fanglomerátum jelenléte, amit szemiárid fosszilis lejtőtörmeléknek, illetve alluviális hordalékkúpoknak tekintettek már korábban is (MAJOROS 1983, FÜLÖP 1990).

A permotriász sorozat diszkordancia-szintjei

A 3 500-4 000 méter vastag permotriász üledékösszetelen belül jelentős eróziós diszkordancia a Dunántúli-középhegység rétegsoraiban — ellentétben a Déli-Alpokkal (pl. Richthofeni Konglomerátum stb.) — nem mutat-

ható ki. Kiseb eróziós diszkordanciafelület alakult ki a Káli-medence területén a perm/triász határon (KOLOSZÁR 1988). Pedogén hatások, caliche a középső-triász karbonátos rámpán (BUDAI 1999), vörösayagos talajok a középső-karni (juli) karbonátplatformon (BUDAI, CSILLAG 1998, CSILLAG 1999a) mutathatók ki.

A késő-karni (tuvali) idején valószínűsíthető egy, a fentieknél jelentősebb üledékhány a Balaton-felvidék területén, aminek nyomai az itt vizsgált terület ÉK-i sarkában a felszínen is megtalálhatók. A Sándorhegyi Formáció lerakódását kisebb kiemelkedés, majd vízszintes követte, ennek során a rétegsor felső szakasza helyenként lepusztulhatott, amire a fedő Földolmit Formáció bázisrétegeiben található tűzkő- és karbonát-klasztok is utalnak. Paleokarszt kialakulására mutató

nyomok ugyancsak előfordulnak ebben a szintben (CSILLAG 1991, BUDAI, HAAS 1997, BUDAI, CSILLAG 1998, CSILLAG 1999A, NAGY ZS. R. 1999).

Kréta–középső-eocén szerkezetalakulás és lepusztulás

A Balaton-felvidék üledékképződési folyamatai az aptiig azonosnak tekinthetők a Bakony egészével. Az apti, apti/albai coalpi kompresszív mozgások során kialakult a bakonyi szinklinális, aminek a Balaton-felvidék — és ezzel együtt a Káli-medence területe — a DK-i szárnyát alkotja. A Litéri feltolódás (DUDKO 1999), a Kékkúti vető (CSILLAG et al. 1994a,b) 100 méteres nagyságrendű vertikális elmozdulásai ezekhez a mozgásokhoz kapcsolódnak. Ugyancsak ehhez az eseménysorhoz kötődnek a Balaton-felvidék nagyjából ÉK–DNy-i tengelyű antiklinális és szinklinális szerkezetei. A Káli-medencében ilyen pl. a Küszöb orra – Bálint-hegy antiklinális, a Kornyi-tó környéki szinklinális. Jelenlegi ismereteink szerint ugyancsak az coalpi kompresszió alakította ki a Káli-medencére jellemző, néhány 100 méter átmérőjű brachiantiklinális boltozatokat (pl. Kereki-dűlő: CSILLAG et al. 1994a,b, Tódi-kút, Mihályné dombja: KOLOSZÁR 1988).

Az ezt követő, közel 30 millió éves, a kora-kréta végétől a késő-krétaig terjedő időszak volt az első, a mai térszín kialakulása szempontjából jelentős periódus, két etchplain képződésével (KAISER 1997). Ezek üledékei a Bakony területén ismertek. Az első lepusztulási szakasz az albaira esik, ennek üledékei közé sorolható az Alsóperei Bauxit. A turon–kora-senon, második lepusztulási szakasz (Halimbai Bauxit, Nagytárkányi Bauxit, Csehbányai Formáció) végére az coalpi mozgások okozta vertikális különbségek kiegyenlítődték, a kialakult etchplain karsztos, kréta bauxitokkal fedett felszínét sok helyen már a felső-triász formációk alkotják.

BUDAI et al. 1999b szerint a senon késői szakaszában (campani–maastrichti) a Bakony más területeihez hasonlóan a Balaton-felvidéket is elöntötte egy jelentős transzgresszió (Polányi Márta).

A paleocén–kora-cocén–középső-eocén eleje volt KAISER (1997) szerint az utolsó trópusi tönkösödési időszak a Bakonyban (3. etchplain). Itt a denudáció jelentős területen ismét feltárta a triász felszínét, erős karsztosodás zajlott le, mélyedéseit a középső-eocén Gánti Bauxit tölti ki. A meginduló transzgresszió maximális kiterjedése során (Padragi Márta) a késő-cocénben — a Polányi Márgához hasonlóan — a tenger feltehetően elöntötte a Balaton-felvidék területét is (BUDAI et al. 1999b).

A kréta–paleogén felszínalakulás vonatkozásában MINDSZENTY et al. (2001) a bauxit fekvésének karsztosodása, valamint a heteropikus zátonyfáciesek (Környei Mészke, Zirci Mészke, Ugodi Mészke) részletes vizsgálata alapján megállapították, hogy a bauxittelepke létrejött, illetve az ezeket hordozó elegyengetett felszínnek

kialakulása egy — az albai–kora-eocén során — folyamatosan eltolódó flexurális, előtéri kiemelkedés (forebulge) létrejöttének az eredménye. Halimba–Ajka–Úrkút környékén a három bauxitszinttel jellemezhető etchplainek egymásra szuperponálódtak, míg másutt külön-külön felszínek alakultak ki. A tönkfelszínek ezek szerint nem egymás fölött, azonos felszíni kiterjedésben, hanem „helyüket változtatva”, változó területtel és helyszínen formálódtak ki. A senon tönkfelszín 90–100 méteres paleokarsztformái, az Ugodi Mészke korai cementje egy kiemelt, viszonylag tagolt kora-senon domborzatot igazolnak.

Ezen a modellen belül a Balaton-felvidékre, illetve szűkebben, a Káli-medencére vonatkozatható adatok jelenleg nem állnak rendelkezésre. MINDSZENTY et al. (2001) fejlődéstörténeti modelljéből azonban két fontos következtetést kell levonni a Dunántúli-középhegység egészének geomorfológiai vizsgálata során.

1. A korábbi, BULLA (1958, 1962) munkássága óta fennálló elképzeléssel szemben a hegység területének egésze — egy időben — csak a kora-cocén–középső-eocén eleji periódusban tönkösödött, a kréta tönkfelületek jelentősen kisebb területen alakultak csak ki (lásd MINDSZENTY et al. 2001 1. ábra). Egységes, középhegységi etchplain kialakulásáról tehát csak a harmadidőszak elején lehet szó. Így az egységes kréta trópusi tönkök hiányában a késő-mezozoos lepusztulás mértéke sokkal kisebb és területenként erősen változó lehetett.

2. A tagolt senon domborzat hiánya a mai felszínen a krétát követő erős denudációra, a senon etchplain lepusztulására mutat. Ez egyrészt a BULLA (1958) által képviselt állásponthoz közeli elképzelés helyességét igazolhatja, amely szerint a trópusi tönkösödés a harmadidőszak későbbi szakaszában, a neogénben is folyt. Másrészt, függetlenül a harmad–negyedidőszaki lepusztulási folyamatok genetikájától, azok hatására az exhumálódott kréta–kora-harmadidőszaki tönkök vagy teljesen lepusztultak, vagy olyan mértékben átfurmálódtak, hogy ezeket már nem tekinthetjük trópusi tönkök maradványainak.

A Bakonytól eltérően a Balaton-felvidéken — és így a Káli-medencében — a kréta–cocén lepusztulási periódusok felszínmaradványai üledékekkel nem igazolhatók.

Oligocén–középső-miocén felszínformálódás

A Balaton-felvidék felszínének kialakulása szempontjából meghatározó időszakról van szó. A Balaton-felvidék egészét korábbi szerzők a különböző üledékgyűjtőket elválasztó „Pelsoni-hát”, „balaton–velencei-tavi paleogén hátság” részének tekintik (JASKÓ 1984, KÖRPÁS 1981). Jelenlegi ismereteink alapján a vízválasztó értelemben használt hátság kifejezést meg kell kérdőjelezzük, hiszen a „hátság” DK-i határa egy — ebben az időszakban aktív — nagyszerkezeti vonal, amelynek a túlsó oldalán ma található üledékgyűjtő nem ugyanebben a helyzetben volt az oligocénben. Geomorfológiai szintként inkább a Csatkai Kavics származási területe (ami feltehetően a mai

Szlovénia területén keresendő) és üledékgyűjtője közötti hegylábi övként értelmezhető ebben az időszakban a Balaton-felvidék.

A Balaton-felvidéken a középső-miocén (badeni-szarmata) formációk mindenütt a permotriász sorozat erősen lepusztult, helyenként jelentősen karsztosodott felszínére települnek. A kréta–eocén tönkösödés nyomai (bauxit telepek, kréta–eocén képződményekkel kitöltött karsztos formák) ugyanúgy hiányoznak, mint a senon és késő-eocén transzgresszió üledékei.

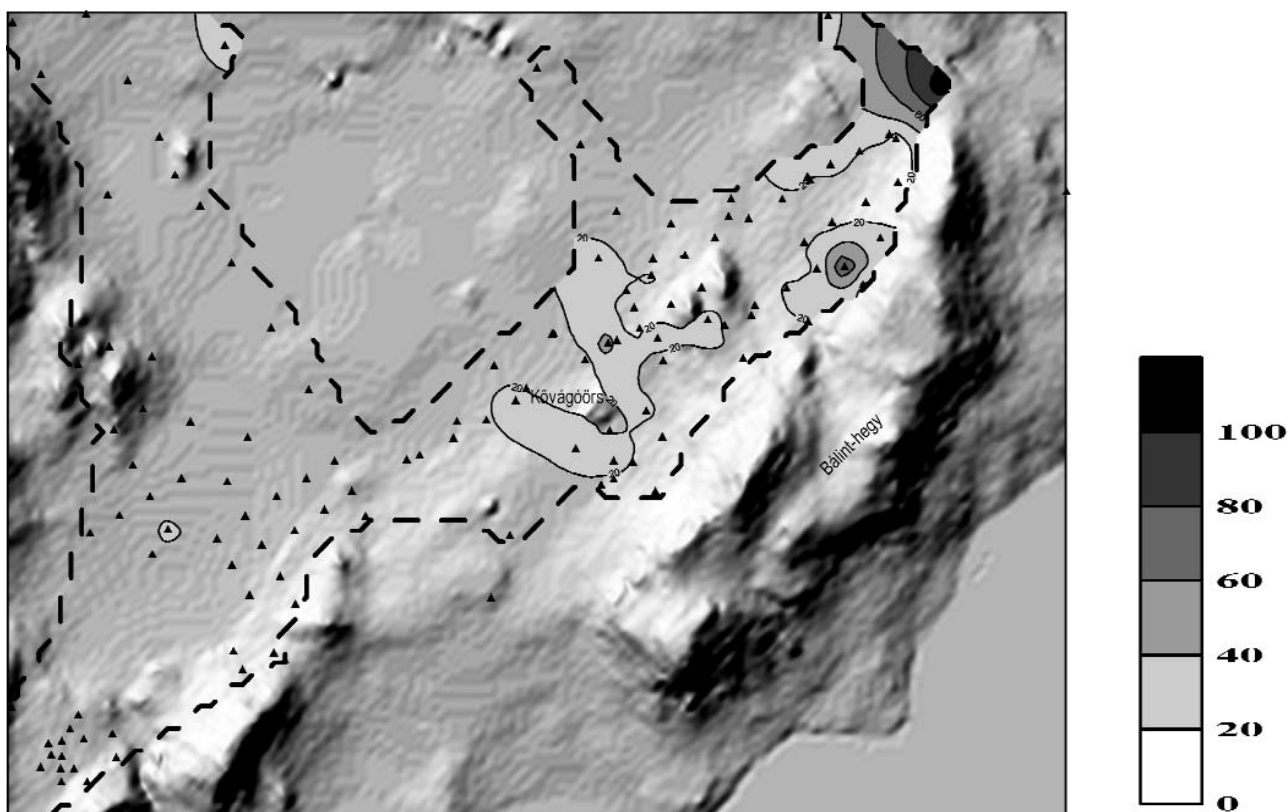
A késő-eocén transzgressziót követő újabb denudációs szakasz során első lépésben, legkésőbb a badeni elejére, ismét exhumálódott a paleocén–kora-eocén trópusi tönk. A kréta–eocén felszín formáinak, terasztrikus képződményeinek teljes hiánya alapján arra lehet következtetni, hogy ezt követően a felszín erősen átformálódott. Ezt a jelentős, újabb felszínformálódási eseményt a több területen is kimutatható — de a Káli-medence területén hiányzó — 100 métert is meghaladó mélységű, miocén üledékekkel kitöltött karsztos formák igazolják (CSILLAG, NÁDOR 1997, BENCE et al. 1999b).

A neoalpi mozgások hatására a badeniben megindult a többé-kevésbé egységes felszín feldarabolódása is. Jelentős horizontális mozgások zajlottak le, amelyekhez vertikális elmozdulások is kapcsolódtak. Ennek eredményeként a szárazulati területek jelentősen átformálódtak, ugyanakkor a badeni tengeri üledékekkel elborított

területek alatt elfedett helyzetben lévő elegyengetett felszínek — „kriptotönk” — esetleg, részben megőrizték a kréta–eocén etchplaineinek formáit (pl. Tapolcai-medence).

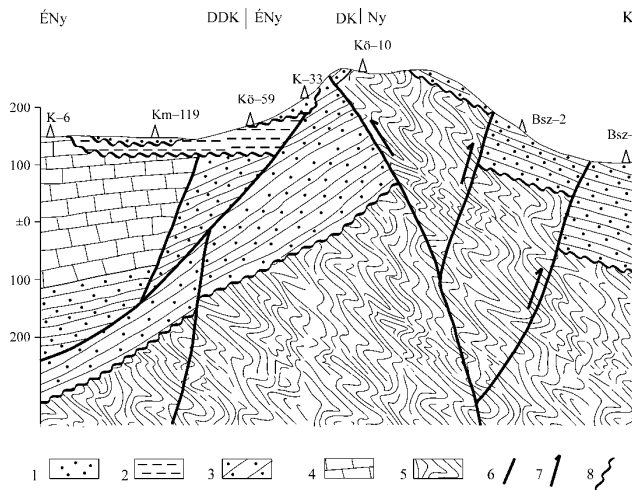
A Káli-medence területén a felső-pannóniai összlet fekvésében általában 5–10 m vastag — a medence DK-i peremén a Kűszöb orra – Bálint-hegy – Pál-hegy vonulat ÉNy-i tövében keskeny, árokszerű mélyedésben max. 105 méter vastagságot is elérő — kaolinites agyag, vörösayag sorozat települt (2. ábra). A mélyedés területén a Kővágóörs Kö-59 fúrás miocén (eggenburgi–alsó-pannóniai) nannoplankton flórája (BENCE et al. 1999b) tengeri fácist is jelez. A nagy kaolinit-tartalmú agyag a badeni trópusi–szubtrópusi mállási folyamatok eredménye, arról azonban jelenlegi ismereteink alapján nem foglalhatunk állást, hogy ez in situ keletkezett, vagy áthalmazott anyag-ról van-e szó. Ezek a képződmények a Cserszegtomaji Formációba illetve a Vöröstői Formációba tartoznak (BENCE et al. 1999b). A kaolinit tömeges megjelenése, a bakonyi tájegység több területére jellemző intenzív karsztosodás, valamint számos ősmaradvány-együttes a tágabb környezetben a kora-miocéntól a középső-badeniig melegnedves klímára utal (SCHOLZ 1970, NAGYMAROSI 1980, NAGY E. 1992, SCHWARTZ 1997, BENCE et al. 1999b).

A miocén szerkezeti mozgások jelölték ki a Káli-medence környezetében a badeni és szarmata tengeri üledékképződés határát. Feltehetően a Balaton északi



2. ábra. A miocén kaolinites agyag elterjedése Kővágóörs környékén 20 métert meghaladó vastagságának izovonalaival (fekete háromszög = fúrás).

Figure 2. Extension of the Miocene kaolin clay in the surroundings of Kővágóörs, with contour lines showing thicknesses exceeding 20 m (black triangle = borehole)



3. ábra A Bálint-hegy szelvénye

1. — Kállai Kavics, 2. — Cserszegtomaji Kaolin, 3. — alsó-triász képződmények, 4. — Balatonfelvidéki Homokkő, 5. — Lovasi Agyagpala, 6. — vető, 7. — feltolódás, 8. — fúrás

Figure 3. The profile of Bálint Hill

1 — Káli Gravel, 2 — Cserszegtomaji Kaolin, 3 — Lower Triassic, 4 — Balatonfelvidék Sandstone, 5 — Lovas Slate, 6 — fault, 7 — reverse fault, 8 — borehole

partjának merev, saktábla jellegű lefutása is ezt a miocén szerkezetet jelzi. Ugyancsak a miocén mozgásokhoz — feltehetően egy transzpressziós szerkezethez — köthető a Küszöb orra – Bálint-hegy – Pál-hegy blokkjának erőteljes kiemelkedése (3. ábra) is, bár nem zárható ki a folyamat posztpannóniai kora sem (lásd később).

A badeni végére egy új, a lokális erózióbázisokhoz igazodó miocén poligenetikus felszín jött létre, aminek kialakulásában a trópusi–szubtrópusi mállás meghatározó szerepet játszott. Az oligocén, elsősorban pedimentációs és eróziós denudáció (KAISER 1997) a permotriász fedőjének lehordásában játszott szerepet, az így exhumálódott trópusi tönkök átformálódása már a meleg-nedves koraközépső-miocénre tehető. Genetikai értelemben tehát etchplainről van szó, ami azonban kiterjedésében, fennállásának időtartamában nem felel meg teljes mértékben a klasszikus, sensu stricto etchplain fogalomnak, hiszen ezt a tektonikailag nyugodt területen, több millió év alatt kialakult, nagy kiterjedésű felszínreknél használják. A Dunántúli-középhegység miocén történetének esetében jelenleg nincs egyértelmű adatunk a tartós meleg-nedves

klíma fennállásáról, a tektonikai nyugalom pedig egyértelműen nem állt fent. Ugyanakkor azonban a kialakult felszíni formákat véleményünk szerint a meleg-nedves klímán lezajló mállási folyamatok határozták meg. Valószínűleg célszerű lenne az orogén övekben kialakuló trópusi mállási térszinek geomorfológiai definíciójára egy pontosabb kifejezést találni, ami megkülönböztethetővé teszi ezeket az időben és térben sokkal szűkebb intervallumra szorítkozó felszínalakulási folyamatokat és a létrejött felszínt a klasszikus, kontinentális táblaterületeken kialakult trópusi tönkfelszínektől, etchplainektől.

Késő-miocén (szarmata–pannóniai) felszínformálódás

A badeni tengeri üledékek Ny–DK-i félkörben veszik körül a Káli-medencét, a Tapolcai-medencétől Zánka–Balatonakali környékéig (BENCE, BUDAI 1987). A szarmata tengeri üledékek kis mértékben túlterjednek a badeni képződmények határain Zánka–Balatonakali környékén, ahol a 145–150 m között enyhén kirajzolódó abrázios peremnél (durva abrázios kavicsal) húzható meg a badeni–szarmata mészkő elterjedésének határa (4. ábra). A Káli-medencétől É–ÉNy-ra, az Eger-patak völgyében több km távolságra túlterjed a badeni képződményeken a szarmata csökkentsósvízi–édesvízi üledékegyüttes, ami arra mutat, hogy a szarmata idején a Káli-medence területe és környéke ÉK–DNy-i irányban elnyúlt felszínt alkotott. A gyengén tagolt, fedett–szemiexhumált elegyengetett felszínű felszínen a szarmata jellemző pedimentációs folyamatok (SCHWEITZER 1993) jelentős felszínformálódást nem eredményeztek. A pedimentációt igazoló száraz nyarú, mediterrán, szemi-arid vonásokat mutató klímára a Dunántúli-középhegység más területein — a korábbi adatok mellett (ANDREÁNSZKY 1955, NAGY E. 1992) — néhány újabb átértékelt fúrású rétegsor (pl. Vértesacska B-5, B-6) és a szarmata Tinnyei Mészkő szedimentációs és diagenetikus jellemzői is utalnak (PALOTÁS 1995).

A szarmata végén a szárazulat területe jelentősen megnőtt a Káli-medence környezetében, valamint alapvetően megváltozott az üledékképződés jellege is. A partközeli, sekélytengeri karbonát-felhalmozódás (Tinnyei Mészkő) megszűnt, sziliciklaszt és márga (Zámori Kavics, Száki

4. ábra. A Káli-medence és környékének geomorfológiai vázlatja

Pliocén vulkán formák: 1. — vulkán szerkezet általában, 2. — salakvulkán maradvány, 3. — kráterkitöltés, lávató maradvány, 4. — diatréma maradvány, 5. — vulkanittal kitöltött paleovölgy maradvány; Szerkezetmorfológiai elemek: 6. — rétegborda = hogback, 7. — antiklinális völgy = combe, 8. — morfortektonikai vonal (miocén transzpresszió?); Felszínmaradványok: 9. — felső-pannóniai üledékekkel fedett miocén felszín, 10. — felső-pannóniai üledékek alól exhumált (a) és szemiexhumált (b) miocén felszín, 11. — badeni–szarmata mészkővel fedett felszín, 12. — abrázios part nyoma, 13. — posztpannon denudációs medence, 14. — hegyláb felszín maradvány = glaciás, 15. — poligenetikus, szétdarabolt (részben kibillent) mio–pliocén felszínmaradvány

Figure 4. Geomorphologic sketch of the Kál Basin and its vicinity

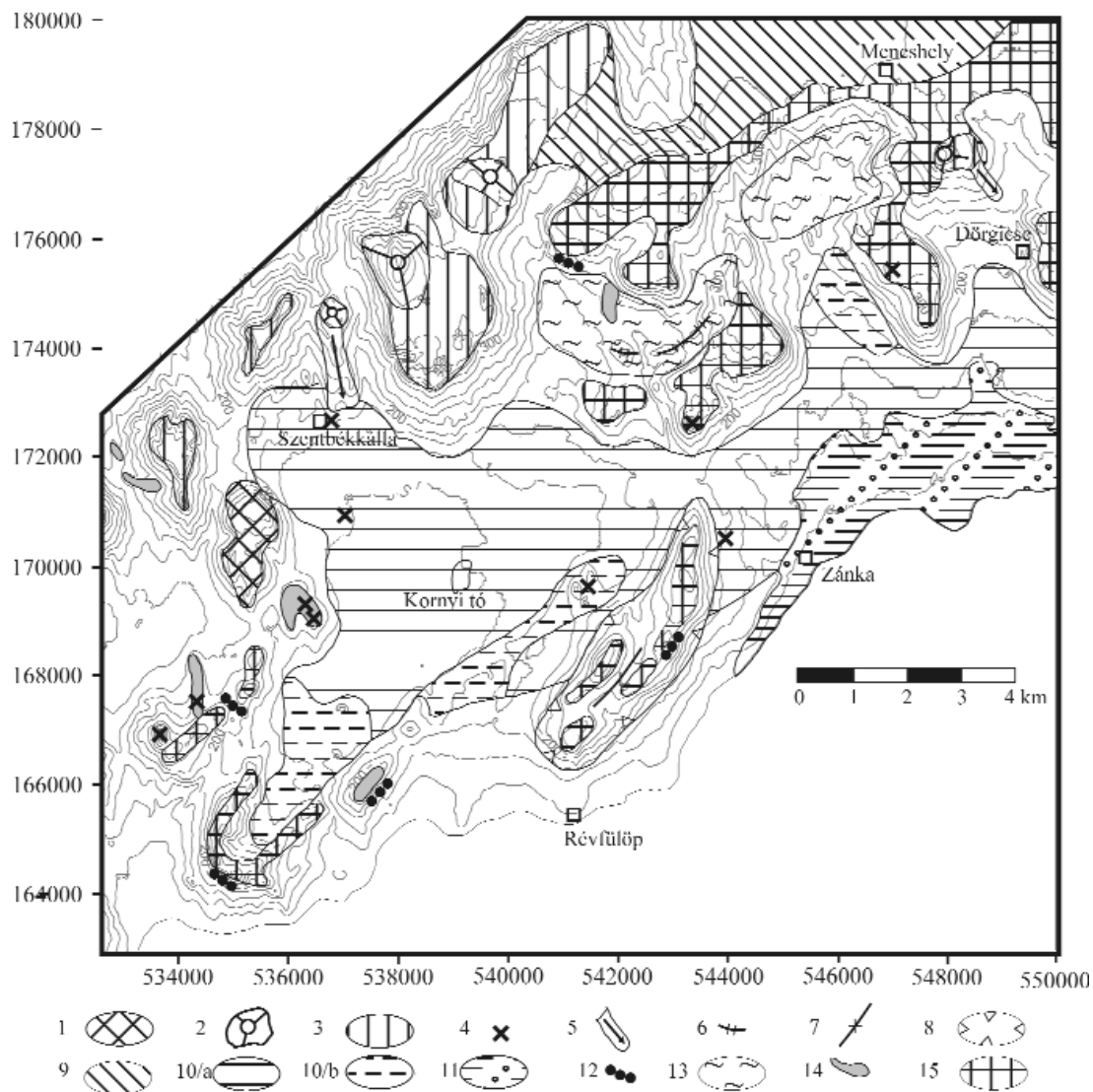
Pliocene volcanic forms: 1 — volcanic forms in general, 2 — scoria cone remnants, 3 — lava lake/crater filling remnants, 4 — diatrema remnants, 5 — pyroclastic or lava flow remnants; Structural morphologic forms: 6 — hogback, 7 — combe (anticlinal valley), 8 — morphotectonic line (Miocene transpression?); Planation surface remnants: 9 — Miocene surface covered by Upper Miocene (Upper Pannonian), 10a — Miocene surface exhumed from Upper Miocene (Upper Pannonian) cover, 10b — Miocene surface semiexhumed from Upper Miocene (Upper Pannonian), 11 — Surface covered by Badenian–Sarmatian limestone, 12 — Upper Miocene (Upper Pannonian) remnants, 13 — Postpannonian denuded basin, 14 — glaciás remnants, 15 — polygenetic, dissected (tilted) Mio–Pliocene planation surface remnants

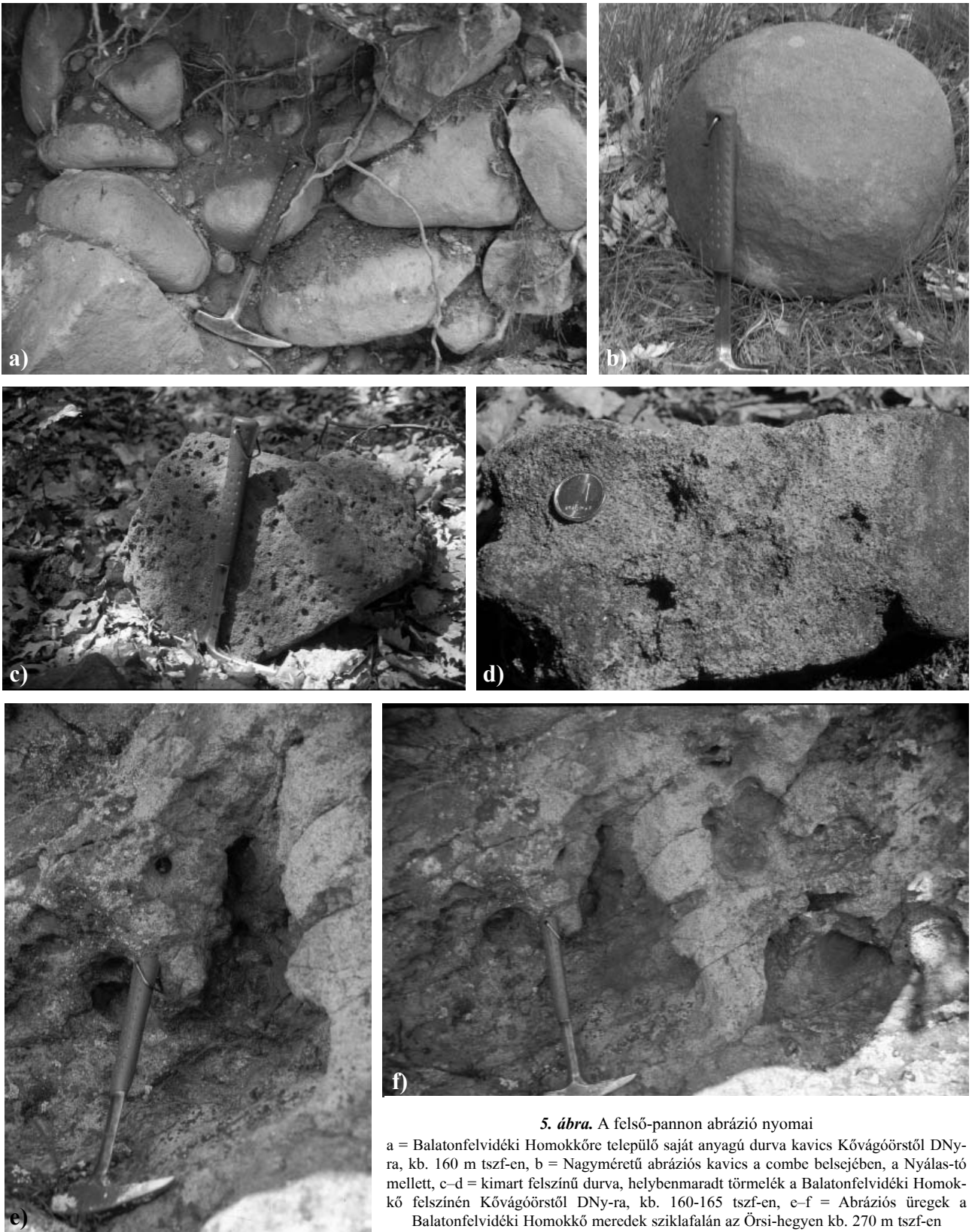
Agyagmárga stb.) összetételű üledék rakódott le a kora-pannóniai során a Káli-medence környezetében, vagyis a Tapolcai-medence területén és az Eger-patak völgyében. Az alsó-pannóniai bázisán települő Zámori Kavics a bakonyi területről érkező folyóvizek deltájának tekinthető. A döntő mértékben a bakonyi Csatkai Kavicsból származó kvarc, kvarcit összetételű kavicsanyag és az elterjedés sem utal arra, hogy Balaton-felvidéki, káli lehordási területről is történt volna anyagszállítás. A fedőjében települő Száki Agyagmárga szublitációs, nyugodt, medence jellegű környezetben rakódott le. A durva üledékek hiánya a környező szárazulat enyhe denudációjára utal, hiszen a partvonal csak néhány kilométerre lehetett a lerakódási területtől. Mindezek alapján arra lehet következtetni, hogy a kora-pannóniai pedimentációs és részben eróziós jellegű denudáció (KAISER 1997) során jelentős lepusztulás nem történt sem a Káli-medence területén, sem közvetlen környezetének szárazulati térszínein.

A Káli-medence területén ebben az időszakban a miocén agyag részbeni denudációja történt meg, valamint feltehetően ekkor alakult ki a mai morfológiai kép egyik

legjellemzőbb szerkezetmorfológiai eleme, a Kűszöb orra és a Bálint-hegy vonulatai között, a Nyálas-tótól nyugat felé jól kirajzolódó antiklinális-völgy¹. A völgyet határoló két hegysoron kifelé dőlő perm homokkő között a belső lejtőkön több helyen felszínre bukkan a fekü Lovasi Agyagpala mállott anyaga (3. ábra). A völgyben mindenütt (és helyenként a hegyvonulat peremén is több helyen) jól kerekített, helyi — Balatonfelvidéki Homokkő — anyagú, abrúziós kavics található a felszínen (5. ábra, b). Gyakran lejtőkön kissé áthalmazott helyzetű, de néhány feltárásban eredeti településben is megtalálható. Az abrúziós kavics (Diási Formáció) felső-pannóniai korára csak a közeli területek analógiája alapján következtethetünk. A szarmata-badeni abrúziós kavics-szinthez (kb. 120–150 m tszf. Balatonszepezd–Balatonakali környezetében) képest egyértelműen magasabb térszíni helyzetében más korú, hasonló fáciesű képződmény azonban a Balaton-felvidéken nem ismert. Elfogadva a kavics késő-pannóniai korát, nyilvánvaló, hogy a fekü felszínének a kavics le-

¹ A francia szakirodalom erre külön szakkifejezést használ: combe (pl. FOUCAULT, RAOULT 1984).





5. ábra. A felső-pannon abrázio nyomai

a = Balatonfelvidéki Homokkőre települő saját anyagú durva kavics Kővágóörstől DNy-ra, kb. 160 m tszf-en, b = Nagyméretű abrázio kavics a combe belsejében, a Nyálas-tó mellett, c–d = kimart felszínű durva, helybenmaradt törmelék a Balatonfelvidéki Homokkő felszínén Kővágóörstől DNy-ra, kb. 160–165 tszf-en, e–f = Abrázio üregek a Balatonfelvidéki Homokkő meredek sziklafalán az Őrsi-hegyen kb. 270 m tszf-en

Figure 5. Remnants of the Upper Miocene (Upper Pannonian) abrasion:

a = coarse gravels of local material overlying the Balatonfelvidék Sandstone, to the SW of Kővágóörs, at about 160 m asl, b = Abrasional boulder in the combe, near Lake Nyálas, c–d = in situ re-deposited corroded debris upon the surface of the Balatonfelvidék Sandstone to the SW of Kővágóörs, at about 160–165 m asl, e–f = Abrasional cavities in the walls built up by the Balatonfelvidék Sandstone, in Őrsi Hill, at about 270 m asl

rakódását megelőzően kellett kialakulnia, így az antiklinális völgy kialakulásának kora szarmata–kora-pannóniai.

A Keszthelyi-hegység kis területű, legfeljebb néhány km²-es medencében, a mélyen benyúló völgyekben lerakódott csökkent sósvízi, édesvízi fáciesű felső-pannóniai Tihanyi és Nagyvázsonyi Formáció, a hegység külső, meredek lejtőin mindenütt előforduló abráziós jellegű kavicsok ugyancsak egy részben máig megőrződött, a későpannóniai előtt kialakult morfológiára utalnak (CSILLAG, NÁDOR 1997, BENCE et al. 1999a). Ezt erősíti meg a Káli-medence környékén, elsősorban attól keletre, az ún. Balatoni Riviéra morfológiája. A lapos, enyhén emelkedő felszín ugyanis erős megtöréssel, meredek lejtővel emelkedik fel a Balaton-felvidéknek a Veszprém–Nagyvázsonyi-fennsíkhöz kapcsolódó tetőszintjére (6. ábra). Ezen a meredek lejtőn nem csak a már említett Kűszöb orra környezetében, hanem több más területen is (pl. Balatonfüred, Csopak környéke) megtalálhatók ma is az abráziós kavicsok. Ilyen abráziós kavics a Káli-medencében Balatonhenyén, a Csurgó-kút fölötti meredek lejtőn települ a triász felszínére.

A felső-pannóniai elöntés során a jelentősen megnőtt területű üledékgyűjtő határai ehhez a domborzathoz igazodtak.

A Káli-medence területe a Bakony felől lefutó vízfolyások által a Dunántúli-középhegység peremén felhalmozott delta része volt, ahol annak parti áramlásokkal szétterített anyaga rakódott le (Kállai Formáció). A Káli-medence területén a Kállai Formáció anyaga partközeli, hullámbázis körüli vízmélységben rakódott le a kővágóörsi feltárások kivételével, ahol a gyöngykavicsok ennél sekélyebb vizet, illetve magát a partot jelzik (BABINSZKI et al. 2003). Ugyancsak a felső-pannóniai idején már létező domborzatra mutat Kővágóörs környékén az Őrsi-hegytől a Bálint-hegyig húzódó hegység, amelyen kb. 160 és 290 m közötti magasságban található meg az abráziós kavics,



6. ábra. A „Balatoni Riviéra” pannóniai rétegek alól exhumálódott lenyesett felszíne, háttérben Veszprém–Nagyvázsonyi-fennsíknak az egykori pannóniai tó partvonalát is jelentő meredek peremével

Figure 6. Truncated surface of the “Balaton Riviere” exhumed from the overlying Upper Miocene (Pannonian). The steep edge of the Veszprém–Nagyvázsonyi Plateau in the background indicates the former, Pannonian coast-line

illetve az Őrsi-hegyen néhány kis méretű abráziós üreg (5. ábra, e–f). A legjobban kerekített kavicsok a dél felé néző lejtőkön fordulnak elő. Ezen a területen a Kállai Formáció hiányzik, a Somlói Formáció finomabb szemcsés homokja települ Diási Kavicsra. Ez megfelel a Balaton-felvidékre jellemző települési helyzetnek. Feltételezhető tehát, hogy a Káli-medence ebben az időszakban észak — tehát a bakonyi lehordási terület, valamint nyugat — a Tapolcai-medence nagy kiterjedésű deltája — felé nyitott volt, de dél felé egy szigetsor választotta el a nyílt víztől (4. ábra). Ebben az esetben a különböző magasságban található abráziós kavicsok a vízszint emelkedését, a fokozatos feltöltődést jelzik.

A másik, nem teljesen kizárható magyarázat, hogy a mai morfológiai helyzetet a posztpannóniai mozgások alakították ki. Ezek nagyságrendjére a Keszthelyi-hegység mutat példát, ahol a Kállai Kavics kovás tömbjei a Bányafő-tetőn 430 m körüli magasságban található meg (CSILLAG, NÁDOR 1997), ugyanakkor a hegy tövében mélyült Várt–1 fúrásban 55 m tszf. magasságban települ a Kállai Kavics a szarmata mészkőre.

A Kővágóörs és a balatonrendesi kőbánya közötti erdőben több helyen megfigyelhető, hogy a lapos, alig néhány fokos lejtésű, gyakorlatilag szálban álló perm homokkőből álló felszínen az abráziós kavicsok kb. 160 m tszf-ig követhetőek (5. ábra, a). Az e fölötti lapos felszínen néhány méter széles sávban gyakoriak a lyukacsos, kimart felületű, homokkő anyagú durva blokkok (5. ábra, c–d). Ez esetleg egy fosszilis part maradványa lehet, ahol a hullámveréses zóna fölött alakultak ki a mart felületek. Az Őrsi-hegy sziklafalának tetején található üregek feltehetően szintén az egykori sziklás partot jelző abráziós formák.

A vízszint emelkedésével a delta képződése nem tudott lépést tartani, a fedőben már a Káli-medencében is a Somlói Formáció települ. A Somlói formációban Diszeltől délre 1,5 m vastag agyagmarga közbetelepülés található, aminek jellege, fáciese azonos a Száki Agyagmargáéval. Ez a medence (helyi?) kimélyülésére, esetleg további transzgresszióra utal. Külön érdekessége ennek a rétegnek, hogy terepbejárásaink során ebből került elő a Balaton-felvidékről jelenleg ismert egyetlen Szőci Mészke törmelék. A durva, több, mint 10 cm-es mészkődarab bizonyítja, hogy ebben az időben vagy meg volt még az eocén Tapolca–Sáska–Taliándörögdkörnyékén a felszínen, vagy pedig a Tapolcai-medence–Káli-medence üledékgyűjtőjének lehordási területe felnyúlt észak felé az eocén mai, Taliándörögdkörnyéki előfordulási területéig.

A Somlói Formáció fedőjében települő Nagyvázsonyi Mészke édesvízi összlete zárja a pannóniai üledék-képződést a Káli-medence területén is. Ez az elöntés a legmagasabb tetők kivételével az egész Káli-medencét — a környező területekhez hasonlóan — elborította. Ebből következően a Káli-medence és környéke területén a későpannóniai pedimentációs és eróziós folyamatoknak csak jelentéktelen, a mai tetőszintekre korlátozódó felszínformáló hatása lehetett.

MAGYAR et al. (1999) szerint kb. 8 millió éve lezárult a Pannon-tó üledékképződése a Balaton-felvidék déli peremén, ezt követően megindult az egész középhegységi területen a szárazulati felszínformálódás, ami napjainkig tart.

Késő-miocén (posztpannóniai)–pliocén–negyedidőszaki felszínformálódás

A késő-pannóniai üledékképződési periódus lezárulását követően meginduló lepusztulási folyamatok a Balaton-felvidék nagy részén és a Káli-medencében is, elsősorban a neogén, legnagyobb részben felső-pannóniai üledékösszlet lehordásában játszottak-játszanak jelentős szerepet. A felszín alakulását tehát a prepannóniai felszín exhumálódása, és nem annak jelentős átformálódása határozza meg.

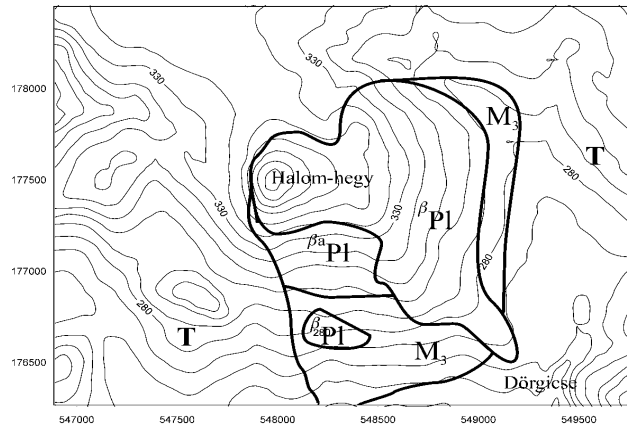
A Balaton-felvidéki pliocén bazaltvulkanizmus lehetőséget nyújt a lepusztulási folyamat két szakaszra osztására. Az első a prevulkáni periódus, a második a posztvulkáni szakasz. Ez pontos időhatárt a terület egészére nem adhat, mivel a vulkanizmus maga is több millió éven keresztül folyt, azonban a vulkáni képződményekkel fedett denudációs felszínek alapján megbecsülhető a vulkáni működést megelőző és az azt követő lepusztulás mértéke (NÉMETH et al. 2001, 2003a, 2003b).

„Prevulkáni” lepusztulási időszak

BALOGH et al. (1986) abszolút kormeghatározásai szerint a tihanyi területtől és néhány kis méretű vulkáni roncsból eltekintve (Barnag, Kőhegy; Mentshely, Ragonya; Zánka, Hegyestű), a Balaton-felvidéki alkáli bazaltos vulkáni működés 5,1–2,7 millió év² között zajlott le. A vulkáni területek vulkanológiai és geomorfológiai értékelése számos, a lepusztulási folyamatok megértéséhez segítő információt szolgáltatott.

CSILLAG (1991), BUDAI, CSILLAG (1998) szerint a mentshelyi Halom-hegyen a felső-pannóniai összlet lepusztult felszínére kb. 290 és 340 m közötti magasságban települő vulkáni sorozatból egy 290 m-től kb. 260 m-ig creszkedő, 500–600 m hosszú, kb. 150 m széles lávanyelv nyúlik dél felé (7. ábra). Ennek a bazalttestnek a különleges alakja a pannóniai üledékekbe bevágódott völgyet kitöltő lávafolyás által kialakított morfológiai inverzióval magyarázható. A Halom-hegyről közölt 3,25 és 3,45 millió éves koradatok (BALOGH et al. 1986) arra utalnak, hogy a pliocén közepére lapos, széles völgy vágódott be a triász alaphegységet a környéken 340–350 m tszf-ig befedő, laza, konszolidálatlan felső-pannóniai összletbe. A halom-hegyi lávafolyás 260 m körüli mélypontja a völgy esetében 80–90 m vastagságú — elsősorban neogén — összlet erózióját igazolja.

² Az itt megadott, valamint alább következő korok maximális korok, a K-Ar vizsgálatok jellegeből következően a bazaltkőzetek esetében. Jelenleg még nem áll rendelkezésre pontosabb kort adó Ar-Ar vizsgálati eredmény.



7. ábra. A Halom-hegy környékének földtani vázlata
 T = triász képződmények; M₃ = felső-miocén (felső-pannóniai rétegek);
^βPI = pliocén bazalt; ^{βa}PI = kaolinitesen mállott pliocén bazalt
Figure 7. Geological sketch of Halom Hill and its vicinity
 T = triassic; M₃ = Upper Miocene (Upper Pannonian); ^βPI = Pliocene
 basalt; ^{βa}PI = weathered (kaolinic) basalt

A Káli-medence területén Szentbékálla mellett találunk pliocén völgyhálózat léteire utaló jeleket (4. ábra). A község északi végében, az egykori szabadtéri színpadon és ennek közelében a felső-pannóniai üledékekbe bevágódott, észak–déli irányú völgyben dél felé mozgó vulkanoklaszt ár (NÉMETH, MARTIN 1999, NÉMETH, CSILLAG 1999) kiválóan feltárt rétegsorát tanulmányozhatjuk. A vulkáni rétegek és a fekvő pannóniai képződmények kontaktusa 185–190 m körül ismert jelenleg. A közeli Fekete-hegy és Hajagos lejtőin a vulkanitok alatt kb. 300 méter magasságig követhető felső-pannóniai rétegsor felszínéhez képest tehát a völgy talpa kb. 110 méterrel van alacsonyabb helyzetben. A két említett vulkáni roncs kora 3,95–4,08 millió év, illetve 2,92–4,62 millió év (BALOGH et al. 1986), ami azt jelzi, hogy a vulkáni felépítmények is már egy hosszú lepusztulási periódust követően települtek a felső-pannóniai képződmények lenyesett felszínére. Ennek ellenére azonban a hegyeket felépítő vulkanitok fekküjében a fiatalabb felső-pannóniai formációk (Somlói, Nagyvázsonyi) rétegei fordulnak elő, az idősebb Kállai kavicsot csak a morfológiai inverzióval kirajzolódó völgy bevágódása tárta fel. Fontos adat azonban a hajagosi bazaltbánya legalsó bazaltszintjének (kb. 300 m tszf.) peperites szerkezete, a tumulik megjelenése, ami nedves környezetre utal (NÉMETH, CSILLAG 1999, MARTIN, NÉMETH 2000). Ennek alapján a Hajagos esetében feltételezhető, hogy a vulkáni felépítmény a magasabb, lenyesett térszínen a völgyek bevágódása előtt jött létre, a völgyek csak ezt követően keletkeztek, hiszen valószínűtlen, hogy az uralkodóan homok összetételű rétegsorban a völgytalpak felett több tíz méterrel nedves térszín, felszínhez közeli talajvízszint alakuljon ki.

A Szentbékállától északra fekvő Füzes-tó körüli, máig megőrződött salakvulkáni kráter egy kb. 260 m magasságban található szintre települ a Fekete-hegy Ny-i oldalában, ahhoz olyan közel, hogy helyzete csak a Fekete-hegy vulkáni szerkezetének, tefragyűrűjének részleges lepuszt-

tulásával magyarázható. A salakkúp feltételezhetően a szentbékállai vulkanoklaszt ár forrása volt (NÉMETH, MARTIN 1999), az egykori ár anyaga és morfológiája innen követhető dél felé kb. 1,5 km hosszan. Ehhez a 260 méteres szinthez képest a szentbékállai völgybevágódás a kb. 175–180 méteres fekszíntig 80–85 m értéket ad.

A vulkáni működés egyes folyamatai É–D-i irányú zónákhoz kötődnek. A kékkúti Haraszt-hegy kürtő-faciesű képződményei (NÉMETH et al. 2003b) észak–déli irányú hasadékhöz kötődnek (BENCE et al. 1990). Geofizikai mérések ugyancsak ezt az irányítottságot igazolták a szentantalfai Balázs-tető kis bazalt-előfordulása esetében (BUDAI, CSILLAG 1998). A domborzatban erősen kirajzolódó, keskeny, észak–déli csapású gerincet felépítő bazaltvulkáni képződmény alkotja a mindszentkállai Köves-hegyet is.

Összefoglalva a Káli-medence és környékének prevulkáni lepusztulási folyamatait, két szakasz különböztethető meg.

1. Az üledékképződés befejeződését követően kialakult lapos, alig tagolt térszínen a messinai szemiárid klíma ellenére a pedimentációs folyamatok nem okoztak jelentős lepusztítást az enyhe domborzat miatt. A 4–5 Ma közötti vulkáni felépítmények egy kb. 300 m tszf-en kialakult hegyláb felszínre települtek.

2. E vulkáni formák részleges lepusztulását követően, egy kb. 260–290 méteres térszínről indult meg azon völ-

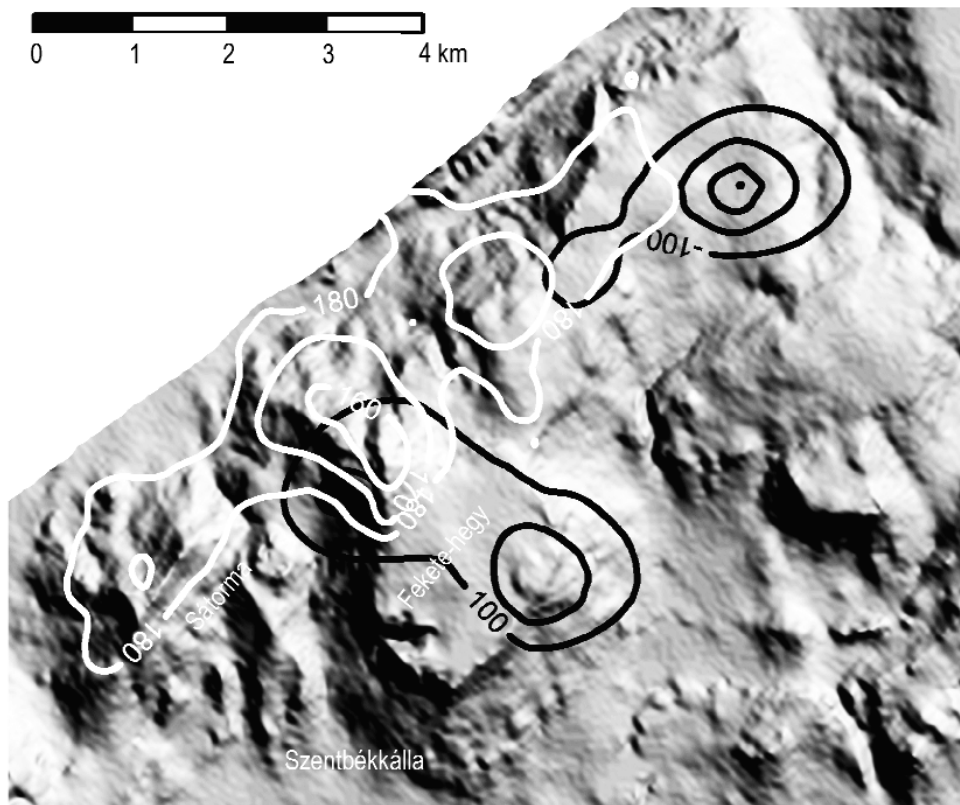
gyek kialakulása, amelyeket később a láva- és vulkanoklaszt áruk töltöttek ki.

A pliocén első felében, a rusciniumi és csarnótai klímaszakasz alatt meleg-nedves éghajlat volt jellemző KRETZOI (1969). A Káli-medencében a kora-pliocénban nem történt jelentős lepusztulás, völgybevágódás (lásd Hajagos), a völgyekhez köthető jelenségek a 3,3 Ma körül folyó halom-hegyi vulkanizmusnál mutathatók ki. Sajnos a Füzes-tó kráteréből nincs koradatunk, de a 4,6 Ma legidősebb koradattal bíró Fekete-hegy tövében már egy újabb pedimentációs szintről kiinduló völgybevágódásra lehet következtetni, ami ennek a völgynek is a kora-pliocénnál fiatalabb korára utal.

Feltételeken a prevulkáni időszakhoz kell sorolni a Káli-medence és környékének enyhe kibillenését. A jelenleg folyó vizsgálataink arra mutatnak, hogy a Tapolcai-medence pannóniai fekéje enyhén (1–1,5°) kibillent helyzetben van, amit a Káli-medence morfometria-elemzése során is kimutattunk (JORDÁN et al. 2003). A bazaltvulkáni felszíneken ezt a kibillenést eddig nem mutatták ki, ennek alapján a kibillenést prevulkáni eseménynek tekinthetjük.

„Posztvulkáni” lepusztulási időszak

A posztvulkáni időszakban jelentős mértékben lepusztultak maguk a vulkáni formák is (1). Ebben az időszakban



8. ábra. A Fekete-hegy mágneses és gravitációs anomáliáinak térképe

A = gravitációs térkép: mgal (miligal), B = földi mágneses térkép nT (nanotesla)

Figure 8. Magnetic field and gravity anomaly maps of Fekete Hill

A = gravity anomaly map: mgal (miligal); B = magnetic field anomaly map: nT (nanotesla)

exhumálódtak a felső-pannóniai üledékek alól a perm-triász képződményeken kialakult elegyengetett felszínek (2). A Káli-medencében, a Tapolcai-medencében, valamint a „Balatoni Riviéra” „gyökerében” (a meredek lejtők tövében) a teljes lehordódásból még kimaradt felső-pannóniai képződményeken glacis-k alakultak ki (3). Több lép-esőben létrejött a mai völgyhálózat, hordalékkúpok halmozódtak fel a völgyek előtt, helyenként több szintben (4). A posztvulkáni periódusban érte el a völgybevágódás azt a szintet, aminek eredményeként kialakulhattak a Veszprémi Marga elterjedésével konkordáns ún. „marga-medencék” (Monoszlói-, Balatoncsi-esői-medence stb.) (5).

1. A Káli-medence környéki alkáli bazalt vulkanizmus elsődleges formáinak csak roncsai őrződtek meg a lepusztulási folyamatok eredményeként. Nagy negatív gravitációs anomáliát okozó freatomagmás működéssel indult meg a legtöbb nagyobb vulkáni felépítmény kialakulása (NÉMETH et al. 1997). Ezek közül a legnagyobb kiterjedésű a Fekete-hegy vulkáni komplexuma. A mágneses és gravitációs anomáliák eloszlása (8. ábra), valamint a piroklasztit üledékek jellege és település viszonyai alapján (MARTIN et al. 2002) több kitörési központ feltételezhető a kb. 15 km²-es területen:

1.1. A déli (Vaskapu-völgy–Bocskorkúti-völgy–Monostori-tó) területen a völgyek feltárják a freatomagmás sorozat anyagát is. Az egykori tufagyűrű teljesen lepusztult, a gyűrű belsejét kitöltő lávatavak, lávafolyások anyaga alkotja a hegy mai peremét. Kőfolyások, suvadások, omlások figyelhetők meg ezeken a lejtőkön (CSILLAG 1999b). Az egykori tufagyűrű belső oldalának közelsége, vagyis az egykori kráterperem nyoma csak a köveskáli Vaskapu-völgyben ismerhető fel. Itt a völgybevágódás egy lávafolyás frontjának kissé kaotikus, gyüredezett szerkezetet mutató maradványát tárja fel (CSILLAG et al. 1998). A fennsíkon gyakoriak a kis medencék, kiemelkedések. Ez utóbbiak felszínét helyben maradt, vagy alig áthalmozott bazalttörmelék fedi. Ezek között rendkívül gyakoriak az elnyújtott formájú hólyagüreges kőzetek, valamint a kissé salakos, de a stromboli-jellegű lávasalagnál sokkal tömörebb, fekete bazalt-törmelék darabok. A törmelékanyag esetleg egykori lávafolyások maradványára utalhat. A geofizikai térkép a Vaskapu-völgy és a Monostori-tó közötti területen mutat pozitív mágneses anomáliát, ami nagyobb tömegű lávaközzettel kitöltött krátert jelenthet.

1.2. A Fekete-hegy 330–360 m-es felszínéből közel 90 m-rel emelkedik ki a Boncsos-tető stromboli-típusú salakvulkáni kúpjának maradványa (NÉMETH, CSILLAG 1999, MARTIN et al. 2002). A területre erős negatív gravitációs és pozitív mágneses anomália jellemző. A tető északi lejtőjén feltárt salakvulkáni rétegek települési helyzete és jellege (35–45°-os, délies dőlés, szemcsevázú, durva blokkokból álló rétegek) kráterbelseji fáciest jelez. A dőlés alapján a mai Boncsos-tető ennek az egykori salakkúpnak a déli részét alkotta, az egykori vulkáni kúp északi fele teljesen lepusztult.

1.3. A Gajos-tető (a Boncsos-tetőtől északkeletre) fő tömege az 1.1. alatt leírt fekete, tömött és hólyagos bazaltból áll. Északkeleti részén azonban egy salakvulkáni gyűrű maradványa is kimutatható a felszint fedő vörös, salakos bazalt málladéka és a helyenként a felszint sűrűn borító lapilli, durva vulkáni blokkok és a nagyszámú orsóbombatöredék alapján. A területre egyértelmű negatív gravitációs anomália jellemző, ami feltehetően rendkívül porózus, robbanásos működéshez kapcsolódó kőzetanyaggal kitöltött kürtő jelenlétével magyarázható.

1.4. A Fekete-hegy vulkáni komplexumának a Gajos-tetőtől északkeletre fekvő területéről (Kettős-tó–Kálomistó–Király-kő) viszonylag keveset tudunk. Az északi perem piroklasztit feltárásai, a kapolcsi Kpt–1 fúrás rétegsora és a kimutatott geofizikai anomáliák arra utalnak, hogy legalább egy kitörési központ ezen a területen is volt, amit az újabb vulkanológiai vizsgálatok is megerősítenek (MARTIN et al. 2002).

A Füzes-tó korábban ismert kráttere a legkevésbé lepusztult elsődleges vulkáni formamaradvány a Káli-medence, de talán az egész Balaton-felvidék területén. A nagy méretű (1 m-t is elérő) és a gyakran peridotit zárvány anyagú bélelt bombák jelenléte feltétlenül az egykori kráter közelségét jelzi, ami a zárt gyűrűformával együtt a hegy elsődleges vulkáni formamaradvány jellegét igazolja.

A Káli-medence további vulkáni maradványai közül a Sátorma viszonylag egyszerű, de sajnos kevésbé ismert bazaltvulkán-maradvány. A gravitációs-anomália egyértelműen kimutatható alatta, de piroklasztit előfordulás csak északi tövében ismert. Mai formája több nagy tömegű csuszamlás során alakult ki, nem csak az Eger-völgy felé néző oldalán (CSILLAG 1999b), hanem a Káli-medence felé néző lejtőin is.

A Hajagost uralkodóan lávaközetek építik fel, vulkanoklasztitot csak északi tövében ismerünk (NÉMETH, CSILLAG 1999). Innen délre egy meredeken kiemelkedő, észak–déli irányban hosszan elnyúló keskeny bazaltgerinc követhető a Köves-hegytől a Bács-hegyi szőlőig. Ez esetleg egy észak–déli irányú bazalttelér lehet, de elképzelhető, hogy itt is lávafolyással kitöltött paleovölgy maradványának geomorfológiai inverziójáról van szó.

A mindszentkállai Kopasz-hegyet a Fekete-hegyhez hasonló, bonyolult, több kitörési centrumú felépítés jellemzi a piroklasztit, salakos bazalt és lávabazaltok elterjedése alapján, de sem a gravitációs, sem a mágneses térképek nem mutatnak az utóbbiéhoz hasonlítható méretű anomáliákat.

A Káli-medencében és környékén számos, erősen lepusztult kürtőroncs található (NÉMETH et al. 2003a): a mindszentkállai Kereki-domb, a kékkúti Harasztos keleti dombja, a kővágórsi Kis-Hegyestű, a zánkai Vár-hegy. Feltehetően idesorolható a káptalantóti Sabar és a köveskáli kis piroklasztit előfordulás is.

2. A Káli-medence jelentős része ebben az időszakban exhumálódott a felső-pannóniai üledékek alól. A folyamat máig sem zárult le, helyenként ma is fedett, szemi-exhumált helyzetben vannak az idősebb felszínek a Kállai

Kavics alatt. Hasonló folyamat játszódott, játszódik le az ún. Balatoni Riviérán is. A Balaton és a Veszprém–Nagyvázsonyi-fennsík meredek lejtőjének alja között alig néhány völgy vágódott be az exhumált idős felszínbe (pl. Csorszai-völgy Szentantalfa és Tagyon között).

3. A legtöbb, viszonylag kis kiterjedésű glacis a vulkáni hegyek alatt megőrződött pannóniai képződményeken alakult ki. A legmagasabb helyzetű posztvulkáni denudációs felszínhez kapcsolódó képződmények maradványai Balatonhenyétől Ny-ra, 280–330 m tszf. között települnek a Fekete-hegy oldalában (GYÖRFFY 1957). A meredek lejtőn több méter vastag forrásmész-kő települ 330 m körüli magasságban. Az alatta, 280 méteren lévő kis hegyláblépcsős felszínén gyakoriak a laminált édesvízi mészkő törmelékdarabok. A két szint közötti 50 méteres szintkülönbség részben utólagos tömegmozgásokkal is magyarázható, ami a Fekete-hegy környező szakaszain igen gyakori. A legszebb hegylábfelszín-maradványok a Hajagos nyugati lejtőjén, két szintben őrződtek meg. Mindkét szint felszínét durva bazalttörmelék védte meg a lepusztulástól. A felső hegylábfelszín 220 méteren, az alsó — a Kálvária-dombon — 180 méteren található. Megfelelő morfológiai helyzetben a Veszprémi Márga felszínén ugyancsak glacis alakult ki. A Káli-medence keleti határa egy ilyen hegylábfelszínre húzható meg Balatonhenye és Monoszló között a Tói-hegy DNy-i lejtője alatt.

Ugyancsak ehhez a pedimentációs–eróziós időszakhoz kapcsolódhat a Káli-medence kőtegereinek kialakulása. BENCE et al. (1999b) szerint feltételezhető, hogy a kovásodási folyamat a Párizsi-medence hasonló képződményeivel azonos módon zajlott le. THIRY, BERTRAND-AYRAULT (1988), THIRY, MARÉCHAL (2001) a kovásodás folyamatát a területen folyó völgyképződéshez és a völgytalpak felé lejtő talajvíztükörhöz kapcsolódó geokémiai folyamatokhoz kötik.

4. A „Balatoni Riviérán” — a Veszprém–Nagyvázsonyi-fennsík peremébe helyenként kanyonszerűen, mélyen bevágódott völgyek előtt — hordalékkúp-rendszerek alakultak ki az alaphegységi felszínen, helyenként kevés pannóniai üledéket is megőrizve (BUDAI, CSILLAG 1998). Az egyik legjellegzetesebb ilyen völgy a Balatonakalitól északkeletre található Horog-völgy (CSILLAG 1999b).

A tisztán denudációs eredetű ún. márga-medencék a Veszprémi Márga Formáció több száz méter vastag agyagmárga–márga–mészmárga rétegsorán alakultak ki. A konkordáns morfológia kialakulását meghatározta, hogy a márgaösszlet a lepusztulásnak sokkal jobban ellenálló fekvő (Füredi Mészkő – Megyehegyi Dolomit) és fedő (Sándorhegyi F. – Fődolomit F.) közötti helyzetben került a felszínre több kilométer hosszan. A medencéket két részre osztja a márgába települő, 10–20 m vastag Nosztori Mészkő rétegbordája (hogback). Ezekben a medencékben, ellentétben a Káli-medencével, sehol nincs pannóniai üledék, ami önmagában természetesen nem bizonyíték a medencék fiatalabb korára. Azonban az a tény, hogy a

részletes földtani felvétel a számos medence egyikében sem mutatott ki felső-pannóniai üledéket — szemben a Rezi-, Káli-medencékkel, az ún. Nagyvázsonyi-lagúnával stb. — valószínűsíti, hogy a medencék a plio-pleisztocén folyamán alakultak csak ki.

A Káli-medence kőtegereinek jelenlegi felszíne feltehetően csak a holocénben alakult ki. A kovásodott tömbökön látható egyes mélyedések, üregek gyökérnyomokként értelmezhetők. A talajtakaró lepusztulását követően alakultak ki a tömbök felszínén a szélmarásos formák: sekély szélbarázdák, erősen leccsiszolt, sima, mázas felszínek.

Részben az eolikus hatásokat megelőzően, egyidőben, részben azt követően jelentek meg a sziklafelszíneken az ún. madáritatók, amelyeknek a kialakulása a kőztfelszín mélyedéseiben összegyűlő csapadékvíz, az akkumulálódó szervesanyagok és egyes zúzmó (és moha) fajok mállasztó hatásával magyarázható, a kimélyülés folyamata ma is tart.

A Káli-medence délnyugati peremét alkotó Őrsi-hegy és környékének kis vetőkkel szétdarabolt, lapos tetőkkel jellemezhető szerkezete is feltehetően a posztpannóniai időszakban alakult ki, de pontosabb meghatározáshoz jelenleg semmilyen adattal nem rendelkezünk.

A posztpannóniai időszakban két szakaszra osztható intenzív lepusztulási folyamatok eredményeként a Káli-medence és környéke területéről a felső-pannóniai összlet nagyobb része lekopott. A lepusztulás maximális mértéke a pannóniai formációk ősföldrajzi-, fácies- és vastagság-viszonyait figyelembe véve 200–300 méterre becsülhető, noha az eltelt időszak hosszúsága és átlagos lepusztulási ráta alapján potenciális 700–900 méter vastag rétegsor denudációja is feltételezhető lenne (NÉMETH et al. 2001, 2003b).

Összefoglalás

A Káli-medence és környéke poligenetikus felszíne a perm időszaktól napjainkig több fejlődési szakaszban alakult ki.

1. A felső-perm összlet lerakódását megelőző mállási periódus során 10–40 m-es málladékösszlet képződött, amelynek egyes szakaszai a késő-miocén során kerültek mai, szemixhumált helyzetükbe. Ezek az előfordulások Magyarország legidősebb, a mai térszínre került elenyegtetett felszínmaradványai.

2. A permotriász sorozaton belül csak a késő-karni során történt — geomorfológiai értelemben kisebb jelentőségű — denudáció.

3. A kréta–középső-cocén etchplaineik jelentős mértékben eltüntették a morfológiában az coalpi szerkezeti mozgások hatására kialakult vertikális szintkülönbségeket. A későbbi denudációs folyamatok eredményeként azonban ezek a felszínek teljesen átformálódtak, a mai morfológiában nem jelennek meg, feltehetően a badeni üledék alatt, eltemetett helyzetben őrződhetek meg.

4. Az oligocén pedimentációs, eróziós folyamatok a permotriász fedőjének letakarításában, a korábban

kialakult etchplaineik denudációjában játszottak szerepet, a kora-középső-miocénben, trópusi–szubtrópusi mállás során egy új felszín alakult ki, amit neoalpi szerkezeti mozgások részben azonnal feldarabolnak. Ez a felszín kiterjedésében, fennállásának időtartamában nem felel meg a s. str. etchplain fogalmának.

5. A szarmata–kora-pannóniai során a Káli-medence gyengén tagolt félszigetként nyúlt be az üledékgyűjtőbe, jelentős felszínformálódásra sem szedimentológiai, sem morfológiai jelek nem utalnak. A Nyálas-tó környéki combe kialakulása tehető csak a felső-pannóniai üledékképződést közvetlenül megelőző periódusra.

6. A késő-pannóniai elöntés fokozatosan borította el a tagolt térszínt, csak a legmagasabb tetőszintek maradtak a vízszint fölött, jelentős lepusztulás nem történt.

7. A 4–5 Ma közötti vulkáni felépítmények egy kb. 300 m tszf-en kialakult hegylábfelszínre települtek. A késő-

miocén–pliocén, „prevulkáni” lepusztulási időszak során a pannóniai összetbe vágódtak be észak–déli lefutású völgyek.

8. A posztvulkáni időszakban jelentős mértékben lepusztultak maguk a vulkáni formák is, exhumálódtak a felső-pannóniai üledékek alól az elegyengetett felszínek. A felső-pannóniai képződményeken glacis-k jöttek létre. Kialakult a mai völgyhálózat, esetenként több szintben-hordalékkúpok képződtek.

Köszönetnyilvánítás

A munka a T.32866 számú OTKA kutatási téma támogatásával készült. Köszönöm dr. Németh Károlynak a terepbejárások és a kézirat elolvasása után adott értékes észrevételeit, dr. Kaiser Miklósnak lektori munkáját.

Irodalom — References

- ANDREÁNSZKY G. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák éghajlata. — In: ANDREÁNSZKY G., S. KOVÁCS É. (szerk.): A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 44 (1) pp. 88–107.
- BABINSZKI E., SZTANÓ O., MAGYARI Á. 2003: Epizodikus üledékképződés a Pannon-tó Kállai öblében: a Kállai Homok nyomfossziliái és szedimentológiai bélyegei. — *Földtani Közöny* 133 (3), pp. 363–382.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAY, Z. and RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. — *Acta Mineralogica et Petrographica* 28, pp. 5–94.
- BENCE G., BUDAI T. 1987: A Tapolcai medence és a Balaton felvidék partszegélyi szarmata képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1985, pp. 249–260.
- BENCE G., BIHARI D., LANTOS M. 1990: Bazaltvulkáni kúrtők kimutatása mágneses módszerrel a Balaton-felvidéken. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1988 (I), pp. 363–369.
- BENCE G., BUDAI T., CSILLAG G. 1999a: Előtéri medencék. — In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland. *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi Kiadványa* pp. 106–111.
- BENCE G., BUDAI T., CSILLAG G., SELMECZI I. 1999b: Prepannóniai miocén. — In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland. *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi Kiadványa* pp. 93–106.
- BUDAI T. 1999a: Sekélytengeri karbonátok. — In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland. *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi Kiadványa* pp. 45–54.
- BUDAI T., CSILLAG G. 1998: A Balaton-felvidék középső részének földtana. — *A Bakony természettudományi kutatásának eredményei* 22, 118 p.
- BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.) 1999: A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland. — *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi Kiadványa* 257 p.
- BUDAI, T. and HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 40 (3), pp. 307–335.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A. 1999b: Fejlődéstörténet. — In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland. *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi Kiadványa* pp. 145–150.
- BUDAI T., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. 1999: A Balaton-felvidék földtani térképe. Geological map of the Balaton Highland M=1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa*
- BULLA B. 1958: Néhány megjegyzés a tönkfelszínek kialakulásának kérdésében. Bemerkungen zur frage der Entstehung von Rumpfflächen. — *Földrajzi Értesítő* 7 (3), pp. 257–274.
- BULLA B. 1962: Magyarország természeti földrajza. — Tankönyv Kiadó, Budapest, 423 p.
- CSÁSZÁR G., CSERKLEI E., GYALOG L. 1985: A Bakony hegység fedett földtani térképe M=1:50 000 — A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa
- CSILLAG G. 1991: Mencshely környékének földtani felépítése. — *Kézirat* (egyetemi doktori értekezés). Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- CSILLAG G. 1999a: Platform karbonátok. — In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland. *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi Kiadványa* pp. 76–87.
- CSILLAG G. 1999b: Kvarter. — In: BUDAI T., CSILLAG G. (szerk.): A Balaton-felvidék földtana. Geology of the Balaton Highland. *A Magyar Állami Földtani Intézet 197. Alkalmi Kiadványa* pp. 123–132.
- CSILLAG, G., NÁDOR, A. 1997: Multi-phase geomorphological evolution of the Keszthely Mountain, SW Transdanubia and its relation to the karstic recharge of the Hévíz lake. — *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* Band. 110, pp. 15–26.

- CSILLAG G., GONDÁRNÉ SŐREGI K., KOLOSZÁR L. 1994a: A földtani felépítés meghatározó szerepe a Káli-medence felszín alatti vízrendszérében. — *A Kárpát-medence vízkészlete és vízi környezetvédelme kongresszus, Eger*, pp. 136–156.
- CSILLAG G., GONDÁRNÉ SŐREGI K., KOLOSZÁR L. 1994b: A Káli-medence környezetállapota. — *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest*.
- CSILLAG G., GONDÁRNÉ SŐREGI K., KISS J., KOLOSZÁR L., SZEILER R., TULLNER T., VÉRTÉSSY L. 1998: Földtani természetvédelem: módszertani vizsgálatok a Káli-medencében. — *Földtani Kutatás* 35 (2), pp. 9–18.
- FÜLÖP J. 1990: Magyarország geológiája. Paleozoikum I. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, 325 p.
- GYALOG L., CSÁSZÁR G. 1990: A Bakony hegység fedetlen földtani térképe M=1:50 000 — *A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa*
- GYÓRFFY D. 1957: Geomorfológiai tanulmányok a Káli-medencében. — *Földrajzi Értesítő* 6 (3), pp. 265–302.
- JASKÓ S. 1984: Neogén hegységmozgás és letarolódás a Dunántúli-középhegység délkeleti peremén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982. évről* pp. 185–201.
- JORDAN, GY., CSILLAG, G., QVARFORT, U. and SZUCS, A. 2003: Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of Kali Basin, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie* 47 (2), pp. 145–169.
- JUHÁSZ Á. 1986: Természeti adottságok és erőforrások. — In ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. (szerk.): *A Dunántúli-középhegység. Magyarország Tájé földrajza* 5. Akadémiai Kiadó, Budapest, 500 p.
- JUHÁSZ Á. 1988: A Bakony kutatásának eredményei temetikus térképsorozaton. — *Földrajzi Értesítő* 37 (1–4), pp. 235–236.
- KAISER M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* Bd. 110, pp. 1–14.
- KOLOSZÁR L. 1988: A Káli-medence és környékének földtani felépítése. — *Kézirat* (egyetemi doktori értekezés). Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén-alsómiocén képződményei. Oligocene–Lower Miocene formations of the Transdanubian Central Mountains in Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 64, p. 140.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén biosztrati-gráfiájának vázlata. Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — *Földrajzi Közlemények* 17(93) (3), pp. 198–204.
- MAGYAR, I., GEARY, D., H. and MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147, pp. 151–167.
- MAJOROS, GY. 1983: Lithostratigraphy of the Permian Formations of the Transdanubian Central Mountains. — *Acta Geologica Hungarica* 26 (1–2), pp. 7–20.
- MAROSI S. 1988: Regionális tájféldrajz. — In: ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. (szerk.): *A Dunántúli-középhegység. Magyarország Tájé földrajza* 6. — Akadémiai Kiadó, Budapest p. 1–494.
- MARTIN, U. and NÉMETH, K. 2000: Peperite structures from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary): Examples from the Hajagos-hegy. — *Proceedings for the 1st International Maar Conference, Daun, Vulkaneifel, Germany, Terra Nostra, Potsdam* 2000 (6), pp. 318–329.
- MARTIN, U., NÉMETH, K., AUER, A., BREITKREUZ, C., CSILLAG, G. 2002: Depositional record of a Pliocene nested multivert maar complex at Fekete-hegy, Pannonian Basin, Western Hungary. — *Proceedings of the XVIIIth Congress of Carpathian–Balkan Geological Association, Bratislava, September 1–4, 2002, Geologica Carpatica vol. 53, special issue, electronical form of accepted papers*.
- MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K., HERTELENDI E. 2001: Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauxitszintek a Dunántúli-középhegységben. Rudistid limesones, bauxites, paleokarst and geodynamics. The case of the Cretaceous of the Transdanubian Range. — *Földtani Közlöny* 131 (1–2), pp. 107–152.
- NAGY E. 1992: Magyarország neogén sporomorpháinak értékelése. A comprehensiv study of Neogene sporomorphs in Hungary. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 53, 379 p.
- NAGY, ZS. R. 1999: Platform-basin transition and depositional models for the Upper Triassic (Carnian) Sándorhegy Limestone, Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 42 (3), pp. 267–299.
- NAGYMAROSI A. 1980: A magyarországi badenien korrelációja nannoplankton alapján. — *Földtani Közlöny* 110, 206–245.
- NÉMETH, K. and MARTIN, U. 1999: Small-volume volcanoclastic flow deposits related to phreatomagmatic explosive eruptive centres near Szentbékállá, Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary: Pyroclastic or hydroclastic flow? Freatomágmás kitörési centrumokhoz kapcsolódó vulkanoklaszt árüledékek Szentbékálláról (Bakony–Balaton-felvidéki vulkáni terület): piroklaszt, vagy hidroklaszt ár? — *Földtani Közlöny* 129 (3), pp. 393–417.
- NÉMETH, K., CSILLAG, G. and KISS, J. 1997: Strombolian and Phreatomagmatic Deposits of Western Part of Balaton Highland Volcanic Field, Central Pannonian Basin, Hungary: Complex Interaction between External Water, Wet Unconsolidated Sediments and Rising Basaltic Magma. — *EUG 9, Strasbourg, France*, pp. 195–196.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. and CSILLAG, G. 2001: Erosion calculations on Pliocene monogenetic volcanoes of the Bakony-Balaton Highland (Pannonian Basin, Hungary). — *Stephan Mueller Topical Conference of the European Geophysical Society, Quantitativ neotectonics and seismic hazard assessment: New integrated approaches for environmental management. Balatonfüred, Hungary, September 22–26, 2001.*, p. 11.
- NÉMETH K., MARTIN, U., CSILLAG G. 2003a: Lepusztult kürtőkitöltés-roncsok (alsó diatré mák) a Bakony–Balaton-felvidék Vulkanai Területen. Eroded lower diatreme structures from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field, Transdanubian Range, Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2000-2001*, pp. 83–100.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. and CSILLAG, G. 2003b: Calculation of Erosion Rates Based on Remnants of Monogenetic Alkaline Basaltic Volcanoes in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary) of the Mio/Pliocene Age. — *GeoLines 15, Hibsich 2002 Symposium, Tepla near Trebenice, Usti nad Labem, Marianske Lazne Czech Republic June 3-8 2002*, pp. 102–106.
- PALOTÁS, K. 1995: Diagenesis of a Late Miocene Barrier Island, Hungary. — *Poster at the 10th Bathurst Meeting of*

- Carbonate Sedimentologists, London, England, 2–5 July, 1995 Abstract, Abstract volume for Talks and Posters*, p. 36.
- PÉCSI M. 1969: A Balaton tágabb környezetének geomorfológiai térképe. Kísérlet Magyarország áttekintő (1:300 000-es) geomorfológiai falitérképének elkészítéséhez. — *Földrajzi Közlemények* 17 (2), 101–126.
- PÉCSI M. 1988: Geomorfológiai szintek kora a Magyar-középhegységben. — *Földrajzi Közlemények* 6(112) (1–2), pp. 21–41.
- PÉCSI, M. 1998: Evolution of surfaces of planation: Exemple of the Transdanubian Mountains, Western Hungary. — *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 21, pp. 61–69.
- SCHOLZ G. 1970: A visegrádi Fekete-hegy tortonai korall faunája. — *Földtani Közlöny* 100, pp. 102–106.
- SCHWARTZ, T. 1997: Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene paleoklimate. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129 pp. 37–50.
- SCHWEITZER F. 1993: Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. — Kézirat (Akadémiai doktori értekezés), 125 p.
- THIRY, M. and BERTRAND-AYRAULT, M. 1988: Les gres de Fontainebleau: Genese par écoulement de nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le plio-quaternaire et des phénomènes connexes. — *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris* 25 (4), pp. 25–40.
- THIRY, M. and MARÉCHAL B. 2001: Development of tightly cemented sandstone lenses in uncemented sand: example of the Fontainebleau Sand (Oligocene) in the Paris basin. — *Journal of Sedimentary Research* 71 (3), pp. 473–483.

Késő-negyvedidőszaki szerkezetfejlődés vizsgálata Külső-Somogyban terepi mikro- és morfortektonikai módszerekkel

Late Quaternary neotectonic investigation in the Somogy Hills (SW Hungary) in combination with micro- and morphotectonical field approach

MAGYARI ÁRPÁD¹, MUSITZ BALÁZS¹, CSONTOS LÁSZLÓ²,
BRIGITTE VAN VLIET-LAONE³ ÉS UNGER ZOLTÁN¹

¹ Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

² Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, 1114 Budapest, Pázmány sétány 1/C

³ CNRS, Sédimentologie and Géodynamique, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

Tárgyszavak: negyedidőszak, Magyarország, Dél-Dunántúl, neotektonika, kompresszió, feszültségterek, vetők, szeizmo-tektonikus folyamatok

Keywords: Quaternary, Hungary, Southern Transdanubia, neotectonics, compression, stress fields, faults, coseismic processes

Összefoglalás

A Somogyi-domság a Balatontól délre elhelyezkedő, 200–300 méteres tengerszint feletti magasságú dombvidék. Területének 90%-át negyedidőszaki üledékek borítják, bár jól tagolt morfológiája ellenére feltárásaik meglehetősen ritkák. Két jól elkülöníthető, markáns — ÉÉNy–DDK-i csapású sugár- és KÉK–NyDNy-i hosszanti-irányú — völgyrendszerének kialakulása a mai napig is megoldatlan a területtel foglalkozó szakemberek számára.

A kérdés tanulmányozására a legerőteljesebb morfológiájú területen, Külső-Somogyban terepi mikrotektonikai, szedimentológiai, morfortektonikai vizsgálatokat és digitális terepmodell-elemzéseket végeztünk.

A közel harminc helyszínen végzett mikrotektonikai mérések során mind a pannóniai, mind a negyedidőszaki üledékekben — utóbbiakban a lejtőmozgásból eredő elválások kizárásával — végeztünk méréseket. Ezek — főleg Mohr-párok, kisebb részben vetőkarcos felületek elemzése — alapján három késő-negyvedidőszaki és egy prekvarter–pannon fázist sikerült kimutatni.

A szedimentológiai vizsgálatokat a lejtőmozgások és az atektonikus jelenségeknek a tektonikus vetőktől és redőktől való elkülönítésére, illetve a korábbi irodalomban oly gyakran emlegetett periglaciális formáknak a szeizmotektonikus eredetüektől való megkülönböztetésére használtuk.

Mikrotektonikai vizsgálatok során, a feltárásokból a törések relatív sorrendje nem volt megállapítható, azonban terepi morfortektonikai és digitális terepmodell-elemzések alapján az alábbi lehetséges sorrendet és domborzati megfelelőjüket sikerült meghatározni:

1. KÉK–NyDNy-i irányú kompresszió, késő-pleisztocén, jellemző szerkezetei a gyűrődések. Domborzati megfelelői az ÉÉNy–DDK – ÉNy–DK-i sugárirányú völgyek és hátságok.

2. ÉÉNy–DDK-i irányú kompresszió, késő-pleisztocén, jellemző szerkezete a hosszanti völgyek menti (Jaba-, Kis-Koppány-, Koppány-völgye) lapos áttolódások.

3. ÉNy–DK-i irányú kompresszió, késő-pleisztocén–holocén, amely a mai napig is aktív. Terepi megfelelői ÉÉK–DDNy-i csapású kulisszás redősorozatok a sugárirányú

Abstract

The Somogy Hills is a slightly hilly area elevated by 200–300 metres above the sea level, are located immediately south of Lake Balaton, Hungary. 90% of it is covered by Quaternary formations, but outcrops are relatively scarce, in spite of the well developed dissected morphology. It has two well defined valley systems. 1st.: few tens of kilometres long and nearly parallel “transversal” valleys with N–S to NNW–SSE direction. 2nd.: “longitudinal” valleys of NE–SW – E–W strike.

We analysed Quaternary and directly underlying Late Miocene (Pannonian) outcrops by structural, tectono-morphological and sedimentological methods to quantify the main fault directions, to separate mass movements from faulting and folding and to separate earthquake-induced sediment deformations from other (e.g. periglacial) effects.

Quaternary outcrops showed several consistent directions of faulting, and co-depositional seismic activity (seismites). Three different Mohr-sets of faults could be differentiated in Quaternary sediments. In Pannonian outcrops four different sets were separated, three of which are common to Quaternary ones. The three sets are considered Late Quaternary since all cut young loess sections and have morphological expressions.

On the basis of the microtectonical measurements and morphotectonical investigations the following sequence of events can be supposed:

1. ENE–WSW Late Pleistocene compression with NNW–SSE striking folds. Morphologically it corresponds to the transversal valley system.

2. NNW–SSE Late Pleistocene compression. Morphologically it corresponds to the longitudinal valley system with overthrusting along the valleys.

3. NW–SE Late Pleistocene – Holocene compression. In the transversal valleys NNE–SSW striking en echelon folds, normal and Riedel faults can be detected. Both affected the present day surface. Riedel faults can be seen as renewed small valleys opening since the last decade until present. On the basis of the fault

völgyek közepén, illetve a hátak mentén, azok irányát részben felülírva. E mozgás jellege balos transzpresszió, amely a hosszanti völgyeket is elveti balos eltolódásos jelleggel. Terepen további észlelhető elemei: Riedel elmozdulásokhoz kapcsolódó recens völgyfeljúlások, illetve — földrengésekhez is kapcsolódó — normál vetők.

Nem zárható ki azonban, hogy a mai napig is tartó ÉNy–DK-i kompressziós irány a korábbi ÉÉNy–DDK-i kompressziós tér szerkezeti feljúlásának tekinthető vagy hasonló irányúak, kompressziós jellegük alapján ugyanazon esemény eredményei. Mindenesetre e fázis a mai felszínfejlődés mozgatója, amely alapján a Somogyi-domság mai is aktív, kompressziós tektonika színtere.

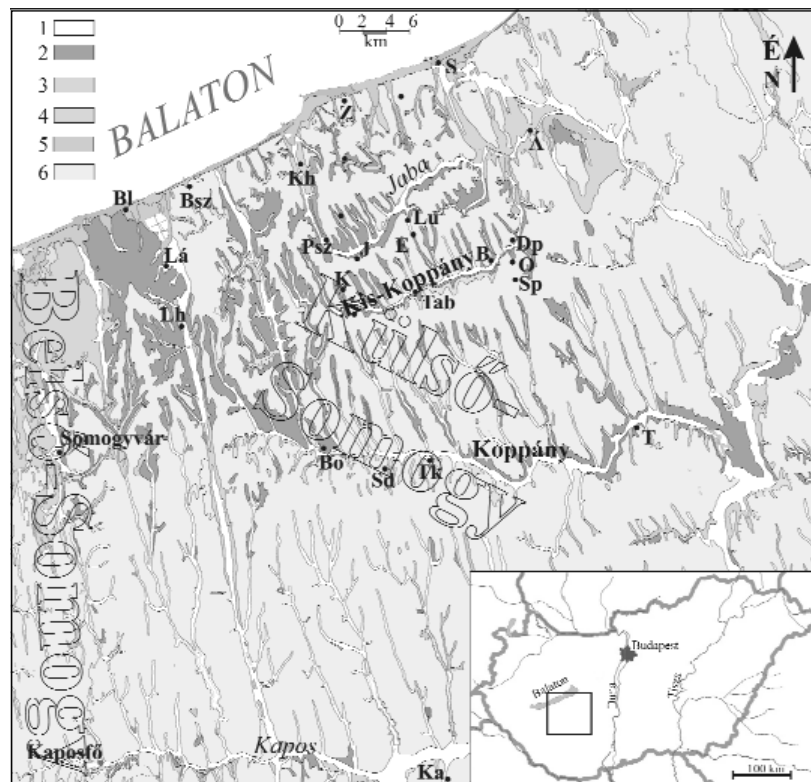
and fold patterns these movements refer to a marked left lateral transpression along the transversal valleys. NE–SW – E–W longitudinal valleys show right lateral strike slips at the same time. This present day left lateral transpression lead the (re)formation of the transversal valley systems.

Two hypotheses are presented to explain this richness in fault sets. The first supposes subsequent development of fault sets due to a change in external stress directions. The second, based on recent stress measurements in the Pannonian Basin, supposes coexistence of differently oriented stress-fields, which are temporarily active and which create their respective fault sets. In a geological time scale the development of the last two phases could be synchronous or reformation of each other.

Bevezetés

Külső-Somogy területe a Balatonnak Siófok és Fonyód közti partjától délre esik. Déli határa bizonytalan, a Kaposvölgytől délre húzódik, nyugaton a Nagyberek és a felszínen a Somogyvár–Kaposfő vonalától kezdődő Belső-Somogy határolja (1. ábra).

A külső-somogyi dombhátak közös és legjellegzetesebb vonása, hogy észak felé meredeken, 100 m körüli ugrómagasságú peremekkel szakadnak le a Balatonnal párhuzamos, hosszanti völgyekre (Jaba-völgy, Kis-Koppány, Koppány, illetve a Balaton-medencére). Ezek a lejtők meredek, rövid, D-felé viszont hosszan elnyúlt, lankás lejtőkkel ereszkednek le a völgytalpához. A terület



1. ábra. A vizsgált terület és feltárások Külső-Somogy egyszerűsített fedetlen földtani térképén (CHIKÁN et al. 1984–1985 után módosítva; a Magyar Állami Földtani Intézet 1998 térinformatikai adatbázisa felhasználásával)

Á = Ádánd, B = Bábonygyer, Bl = Balatonlelle, Bo = Bonnyapuszta, Bsz = Balatonszemes, Dp = Daránypuszta, E = Ecseny, K = Kapoly, Ka = Kaposkeresztúr, Kh = Köröshegy, Lá = Látvány, Lh = Látvány homokbánya, Lu = Lulla, O = Ocsmánd, Psz = Pusztaszemes, S = Siófok, Sd = Somogydöröcske, Sp = Simonpuszta, T = Tamási, Tk = Törökkoppány, Z = Zamárdi. 1 — folyóvízi homok (holocén), 2 — deluviális lösz, 3 — fluvioeolikus homok, 4 — folyóvízi üledék, 5 — tavi üledék, 6 — lösz

Figure 1. Places of investigation on the simplified geological map of Somogy Hills (after CHIKÁN et al. 1984–1985)

1 — alluvial sand (Holocene), 2 — deluvial loess, 3 — fluvial-eolic sand, 4 — alluvial sediments, 5 — lacustrine sediments, 6 — loess

hazánk dombvidéki területei közül két markáns — ÉÉNy–DDK-i kereszt-, haránt- vagy sugár-, és KÉK–NyDNY-i hosszanti — irányú völgyhálózatának kialakulásával a mai napig is fejtörést okoz a területtel foglalkozó szakemberek számára.

A vidék mai képét meghatározó változás — amely egyben a hidrogeográfiai hálózatban is tükröződik — a középső-pleisztocén legelejétől napjainkig ment végbe. Eredménye többek között — a Balaton kialakulásán kívül — a Somogyi-dombság felszínét zezgugosan, DNY–ÉK-i irányban átszelő völgyi vízválasztók létrejötte, amely folyamatot a vízválasztók környékének kiemelkedése is segítette (ERDÉLYI 1962). Ennek eredményeként a sugárirányú völgyek elveszítették egységes déli lefolyásukat s részben kiemelt, széttagolt völgytorzóká váltak. A völgyi vízválasztóktól délre a Kapos, Jaba, Kis-Koppány és Koppány felé, É-ra pedig a Balaton irányába mélyültek ki a régi lefolyási nyomvonalakon új, kisebb vízgyűjtőjű völgyek (MAROSI, SZILÁRD 1981).

A dombságot zömében homokos, részben agyagos pannóniai képződmények építik fel, amelyek csak a meredek peremek feltárásaiban bukkannak a felszínre (1. ábra). A terület felszínét 90–95%-ban negyedidőszaki üledékek fedik, alattuk vastag pannóniai képződmények találhatók. Így a dombság mai domborzati képének és a felszínen is tükröződő földtani szerkezeteinek kialakulása fiatal, negyedidőszaki — „neotektonikai” — folyamatoknak tulajdonítható. A kérdést már a század első felétől számos elmélettel, modellel próbálták megmagyarázni. Ezeket GERNER (1994) foglalta össze és csoportosította alapvetően három szerkezeti elképzelés köré:

1. A Dél-Dunántúl neotektonikáját normálvetőkkel, vertikális elmozdulásokkal és táblás billenésekkel magyarázó modellek. Ezen elképzelések általában az azonos korú képződmények eltérő tengerszint feletti magasságában mutatkozó különbségeken, morfológiai és terepi szerkezeti megfigyeléseken valamint fúrásokon alapulnak. (cf. LÓCZY 1913, 1918; CHOLNOKY 1918; IFJ. LÓCZY 1923; MAROSI, SZILÁRD 1958, 1974).

2. A terület legfiatalabb szerkezetalakulását gyűrődésekkel leíró modell, amely K–Ny-i tengelyű redőket és szinklinálisokat feltételez. Az elgondolás hívei az üledékes rétegek és az alaphegység folytonos gyűrődésének tulajdonítottak elsődleges szerepet, terepi dőlésmérésekre, vízfolyások bevágódó és feltöltő jellegének változásaira valamint sztratigráfiai adatokra támaszkodva (PÁVAI VAJNA 1917, 1926, 1931, 1943; URBANCSÉK 1963, 1977).

3. A terület szerkezeteit pikkelyeződésként értelmező és azt DK–ÉNy-i kompresszió hatásaként értelmező modell (SCHMIDT 1951, 1952, 1957) amelyet Külső-Somogyra ERDÉLYI (1961, 1962) részletesen is kidolgozott. Erdélyi szerint a somogyi DK-i dőlésű táblák a hosszanti völgyek mentén az északi peremükkel egymásra tolódtak amelyek egy — a Balaton tengelyével párhuzamos — antiklinális déli szárnyán helyezkednek el. Ennek magjával párhuzamosak a ma is élő feltolódások. A terület negyed-

időszaki törésvonalai ehhez a felboltozódáshoz kapcsolhatók úgy, hogy a térrövidülés során a redő tengelyével párhuzamosan és merőlegesen a redő felrepedezik, összetöredezik. Ezek fölött a pleisztocén rétegekben pedig vetők, kőzetrések, törésvonalak keletkeznek, s ezek mentén a szerkezeti irányok mentén jött létre a mai vízhalózat is.

Negyedikként maga GERNER (1992) a Rába-vonal és a Kapos-vonal közti területen a kéregben K–Ny-i irányban húzódó jobbos oldaleltolódáshoz kapcsolódó transzpresszióval magyarázza a Dél-Dunántúli dombság szerkezetfejlődését. SÍKHEGYI (2002) pedig légifotók és űrfelvételek lineamentumai alapján a Kapos-völgyét és az abból kiinduló sugárirányú völgyeket — TARI (1991) Bakonyra alkalmazott modelljéhez hasonlóan — értelmezte blokkrotációs elmélettel. Szerinte a Kapos völgyét jobbos eltolódás nyitotta ki és a völgytől északra, illetve délre futó, sugárirányú völgyhálózat a merev, forgó blokkok közötti határoknak felel meg. A mozgás hatására a völgyben kis széthúzásos medencék nyíltak ki, amelyek fiatal tőzegkitöltései jelzik a mozgás korát.

Pliocén–negyedidőszaki képződmények

A pliocén–negyedidőszaki képződményeket ERDÉLYI (1961, 1962) munkája alapján ismertetjük.

A vizsgált területen a felszínen pannóniainál idősebb képződmény nincs (1. ábra). Mélyfúrások alapján a pannóniai deltalejtőn lerakódott márgából — Algyői Formáció — litorális fáciesű deltafront — Újfalui Formáció (JUHÁSZ 1998) üledékfolytonossággal fejlődik ki. Kőzetanyaga homok, homokkő, agyagos homok, homokos agyag, agyagmárga. A területre legjellemzőbb az agyagos kifejlődés, emellett a felső-pannóniai tábla eróziós felszínén durvább szemű, igen egyveretű, majdnem mindig faunamentes, 15–30 m vastag folyami homokrégét figyelhet meg. Korábban ez felső-pliocén keresztrétegzett homok és lignitként szerepelt (SZILÁRD in ÁDÁM et al. 1962, URBANCSÉK 1977, 1981), amelyet SÜMEGHY (1940) „wetzleri-s homok”-nak nevezett, illetve STRAUZ (1941) „legfelső pannon”-nak tartott. E képződményt JÁMBOR (1980) magfúrások alapján — ahol a sorozat a Zagyvai Formáció felső részén, a bükkaljai lignittelepek alatt található — egyértelműen és elválaszthatatlanul a felső-pannóniai összlethez sorolja.

A Balaton déli partja mentén Fonyódon és Bogláron a fenti rétegsort bazalttufa fedi le. Ez az áttörés a bazalttufa posztpannóniai korát bizonyítja. K/Ar mérések alapján kora 3,5 Mév (BALOGH et al., 1985). A boglári és fonyódi hegyek a felső-pannóniai üledéksor nagy mértékű eróziójára utalnak. Utóbbi tanúsága szerint legalább 120 m (felső-pannóniai) üledék hordódott el. Feltehetően a felső-pannóniainak legalább ilyen mértékű lehordásával lehet számolni a Somogyi-dombság Balaton felé eső oldalán is, amely igen tetemes mennyiség, még akkor is, ha fiatal tektonikus süllyedéssel és/vagy kiemelkedéssel is számolunk.

A pannóniaira a Balatonfő és a Sió vidékén (SZENTES, RÓNAI 1965) diszkordánsan durvaszemcsés, kvarckavicsos

roncsok települnek („masztodonos kavics”). ERDÉLYI (1961) hasonló települési helyzetben is említett — és feltételelesen ide sorolt, ún. „idősebb pleisztocén kavics” — maradványokat. Több helyen, magasabb térszíneken, ez a képződmény lemezes megjelenésű konglomerátum, mert az apró kvarckavicsot meszes kötőanyag cementálja.

A felső-pannóniai összlet felszínét a Tengelici Vörös-agyag Formáció vörös agyagos, tarka agyagos, vöröses-szürke aleuritos rétegei fedik. A pannóniai vörös homokká mállott felszínére eróziós diszkordanciával települ. Ez a vörös színű agyagos üledék minden esetben, még fúrásokban is jól jelzi a pannóniai összlet felszínét. Aljában általában mészkő vagy mészkonkréciós padok találhatóak, amelyek annál vastagabbak, minél vörösebb és agyagosabb a fenti fedő. A formáció felső határa rendszerint éles, de korát diszkordáns volta miatt nem lehet pontosan megadni.

A lösznél idősebb korú pleisztocén rétegekben két vízi eredetű képződmény található. Egyik a fekvő durva törmelékéből és összehordott kevert helyi anyagból áll. ERDÉLYI (1961) a képződményt „záporkavicsnak” nevezte el. Rendszerint ott fordul elő, ahol a pannóniai üledék magasabb helyzetű s felszíne erősen erodált. A Balatonnal párhuzamos nagy völgyekben és erős domborzatú területeken gyakori, valószínűleg helyi jellegű, időszakos folyóvizek üledéke. Anyagának összehordásában nagy szerepe lehetett a heves esőzéseket kísérő felszíni erózióknak. Képződése az idős pleisztocéntól a felső-pleisztocén löszök lerakódásáig terjedhet, sőt helyenként az idősebb löszben is megtalálható.

A másik vízi eredetű képződmény, a folyóvízi homok, amely nagy területen található a felszínen. Külső-Somogyban hézagossabb, vékonyabb, gyakran települ a pannóniai üledéksor mállott, erodált felszínére. A Balatonhoz közel nagy területeken van a felszínen. Faunája gyakran összerosott, de fiatal pleisztocénre utal. A Balatonhoz közel alig van darakavicsos rétegek nélküli feltárása, attól 20–25 km-re viszont a kavics és durvahomok már ritka benne. Kavicsanyaga részben Balatonfelvidéki, dunántúli-középhegységi eredetű, részben helyi, áthalmazott pannóniai homok. Feküje közelében gyakran az előbb említett „záporkavics”-hoz hasonló kifejlődésű. Ahol fekvője pannóniai homok, ott határa lefelé nem éles. Ilyen helyeken elkülönítésük is nehéz, mert anyagának jó része a fekvőből áthalmazott. Fedője leggyakrabban löszös homok.

Kis elterjedésű, vízi eredetű képződmény még a hosszanti völgyekben a vastag allúvium alatti a mocsári, ártéri agyag, amely a völgyek süllyedő fejlődéstörténeti szakaszai során rakódhattak le.

A területen a legfontosabb és legjellegzetesebb negyedidőszaki képződmény a lösz. Felső-pleisztocén-nél (würm) idősebb kifejlődését nem ismerjük. A területen — csakúgy, mint minden más hazai dombsági területen — viszonylag ritka az ún. típusos lösz. Az is inkább a sík területeket, vagy a platók egész kis lejtőszögű részeit fedi (SZILÁRD, 1967). Kialakulása már a homok képződése közben megindult. Lerakódásakor a mai felszín részben

már kialakulhatott, mert a völgytalpakig minden idősebb képződményt takar. Vastagsága a 25 m-t ritkán haladja meg, általában homokos, különösen a Balatonhoz közel, valamint Belső-Somogy szegélyén és a homokkal kitöltött nagy ÉÉNY–DDK-i völgyek mentén. A Balaton környékén gyakori az ún. „völgyi lösz”. Homokos, kavicsos szintek találhatóak benne, amelyek a löszképződés idején az idősebb pleisztocén és pannóniai anyag felülről történő bemosásából származnak. DK felé vastagodik, s ezzel egyben homokossága is csökken. A délies irányú vastagodás egy-egy löszablán belül is megfigyelhető, itt a száraz térszíni pleisztocén rétegsor is teljesebb, míg a táblák É-i részén vékonyabb és alulról csonka, homokbetelepülésekben gazdagabb rétegsorok találhatóak (JÁMBOR, RÁLISCHNÉ 2002). A lösz több fosszilis talajzóna tagolja, amelyek barna, vörösbarna erdő- és csernozjom talajok. Számuk és kifejlődésük helyről helyre változik.

Holocén képződmények közül a Balaton déli partjának öbleiben és az öblök folytatásában a völgyekben, tőzeg, kotu és berekfold található. A hátakon rendszerint 50–80 cm vörösbarna erdőtalaj van, amelyek helyenként B-szintjükig már erodálódtak.

Alkalmazott módszerek

ERDÉLYI (1961, 1962) a területen végzett részletes vízföldtani munkája óta ismert, de a mai napig is vitatott, hogy a Külső-Somogyi dombság aktív negyedidőszaki tektonika színtere. Vizsgálatainkban két módszert alkalmaztunk: mikrotektonikai (törés- és litoklázis) méréseket és morfológiai elemzést.

Törés- és litoklázis mérések

A vizsgálat a negyedidőszaki és azok bázisát adó pannóniai képződményekben található minél nagyobb számú törés és elmozdulás megfigyelését és mérését jelentette. Természetesen, a pannóniai üledékekben lényegesen könnyebben, a negyedidőszaki képződményekben jóval nehezebben észlelhetők a tektonikus eredetű szerkezetek. A mérésorozatok célja az volt, hogy a mért adatokból következtetni tudjunk a késő-negyedidőszaki regionális feszültségtér/terek jellegére és esetleges sorrendjére. Mivel az üledékek döntő többsége cementálatlan lösz, aleurit és/vagy homok volt, biztosan vetőkarcos felületeket csak ritka esetekben sikerült észlelnünk, és azok gyér száma jelentősen nem segített a feszültségtér/terek meghatározásában. Utóbbiban a „legbiztosabb” módszernek a kimért törések között a Mohr-párok keresése bizonyult.

Vizsgálatainkat a Jaba-, Kis-Koppány-, Koppány- és Kapos völgyében végeztük (1. ábra). Első lépésként felkerestük az ERDÉLYI (1961, 1962) munkáiban közölt feltárásokat, de ezek több mint 90%-ban az eltelt idő folyamán feltöltődés, beépítés vagy szeméttel való feltöltés miatt megsemmisültek, így teljesen „új” helyszíneket kellett felkutatnunk. Negyedidőszaki képződményekben litok-

lázisokat és döntő többségükben normál vetőket sikerült mérnünk többek között Ádándon, Simonpusztán, a Jaba-völgyében, Simonfán, Balatonszemesen, Kaposkeresztúron, Ocsmándon, Tabon, Somogydöröcskén. Pannóniai képződményekben hasonló szerkezeteket találtunk Lullán, Bábonygyeeren, Daránypusztán, Tabon, Kapolyon és a Balaton déli pereme mentén számos feltárásban (Zamárdi, Balatonszemes, Balatonlelle környékén). A Külső-Somogy ÉK-részén történt méréseket és helyszíneit MUSITZ (2002) ismertette részletesen.

A kimért negyedidőszaki törések legnagyobb része litoklázis és cm–dm-es elvetésű normál vető volt. Észleltünk azonban több mint 2 m-es elvetést löszben (karcolt vetőlappal), liztrikus szinszediment vetőt, pozitív virágszerkezethez kapcsolódó feltolódásokat, felső-pannóniai rétegekben áthalmozott pleisztocén löszfoszlányokat tartalmazó litoklázisokat, illetve a hosszanti völgyek mentén ÉÉNy felé laposan dőlő síkokat. A pannóniai agyagban, homokban és aleuritban leggyakoribbak a normál — gyakran liztrikus — vetők voltak. A jelentősebb szerkezeteket, fontosabb töréseket a morfológiával elemzésekkel együtt ismertettük.

Morfológiával elemzés

A vizsgálati módszer a fenti neotektonikai vizsgálatok kiegészítésére is szolgált, egyben a szerkezeti értékelésben minőségi változást ettől az elemzéstől vártuk. Topográfiai térkép- és digitális terepmodell-elemzés alapján kiválasztottuk a hosszanti völgyeken belül — a mikrotektonikai mérések helyeit is beleértve — a legmarkánsabb és legváltozatosabb morfológiájú helyeket. Ezek rendszerint a hosszanti és keresztirányú völgyek találkozási pontjai. Ezek a helyek a fiatal szerkezeti elemek könnyebben felismerhetők és a korábbi szerkezetekkel való metsződési viszonyok is tanulmányozhatók. Így nemcsak egyes nagyobb töréses és gyűrt szerkezetek felismerését és jellegét, hanem kialakulásuk relatív időbeli sorrendjét is sikerült helyenként pontosítanunk.

A morfológiával elemzések mellett szedimentológiai vizsgálatokat végeztünk a lejtőmozgások és atektonikus jelenségek tektonikus vetőktől és redőktől való elkülönítésére. Ehhez társult még a felszíni domborzat lejtésének megfigyelése, annak irányának összehasonlítása az adott észlelési helyszínen mért törések dőlésirányaival. A korábbi munkákban oly gyakran emlegetett periglaciális jelenségeket az utóbbi években felismert szeizmo-tektonikus eredetűektől a szakirodalomból ismert bélyegek alapján különítettük el.

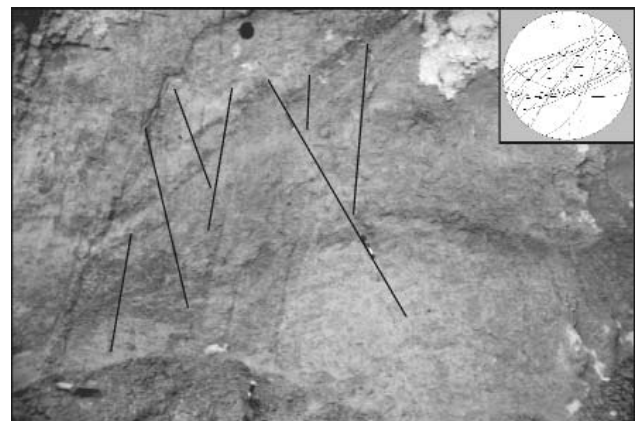
A terepi vizsgálatok eredményei

A tárgyalásánál — a jelenség csoportokkal szemben — a hosszanti völgyek (Kis-Koppány, Jaba, Koppány, illetve pontszerűen a Kapos és a Balaton déli partja) menti, terület szerinti ismertetést választottuk. Egy-egy észlelési helyszí-

nen ugyanis rendszerint több jelenség tanulmányozható egyszerre. Természetesen — részben — területi korlátok miatt nem minden megfigyelést ismertetünk. Igyekeztünk azonban a megítélésünk szerinti legérdekesebb és legtöbb, neotektonikai működésre közvetve vagy közvetlenül utaló bélyeget bemutatni a jelenségek méretarányától függetlenül.

A Kis-Koppány völgye

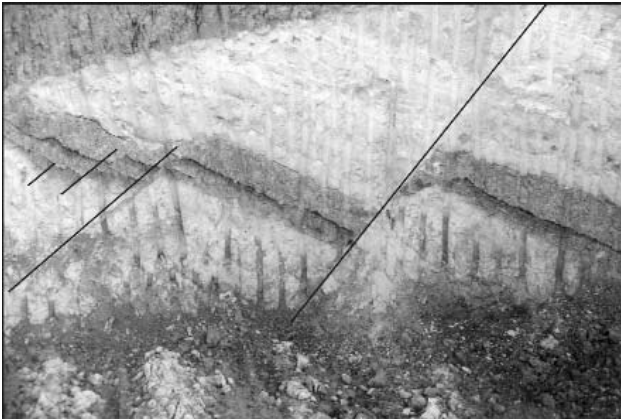
A területen lefelől a Kis-Koppány völgyének északi oldalán, Tab nyugati határában, a Zala felé vezető út mentén sikerült negyedidőszaki rétegsorban elmozdulást okozó vetőket kimérnünk. A közel 100 m hosszú, alacsony (2–3,5 m magas) aleurit homok, homokos aleurit és lösz váltakozásából álló bányarétegsorát számos halvány, pár centiméter vastagságú, kiékelődő, gyengén talajosodott humusz-karbonátos paleotalaj horizont tagolja. Utóbbi gyenge kifejlődése és az üledékek litológiája alapján a lösz a legfiatalabb lösz sorozathoz tartozik (PÉCSI 1975). A feltárásban számos, — a fedő recens termőtalaj kivételével — a teljes szelvényt átmetsző KÉK–NyDNy-i irányú vető észlelhető (2. ábra). Az elmozdulás mértéke 10 cm-ig terjed. A vetőket és litoklázisokat utólagosan világosabb lösz és vetőbreccsára emlékeztető szögletes karbonátos törmelék töltötte ki.



2. ábra. Késő-negyvedidőszaki normál vetők, Tab (helyét l. az 1. ábrán), Zalai úti löszfejtő és a feltárásban mért törések sztereogramja

Figure 2. Late Quaternary normal faults near Tab (T, see figure 1 for its location.), Zalai road, loess pit

Másik szintén fontos feltárás a tabi téglagyár agyagbányája amely a település keleti határában és a Kis-Koppány déli oldalán található. Már számos korábbi szerző említette a téglagyár fejtőjének rétegsorát és az abban észlelhető elvetéseket és rétegdőléseket (STRAUSZ 1942, SÜMEGHY 1953, ERDÉLYI 1961, 1962) az agyagbánya több elkülönülő szelvényéből. A vizsgálat időpontjában mind szerkezetföldtani, mind sztratigráfiai vonatkozásban a bányaudvar nyugati felén található bányafal volt vizsgálható. A feltárt rétegsort pannon időszaki rétegek alkotják, amelyeket sötétszürke, világosszürke, tarka agyag és szürke homok váltakozása épít fel. Az egyik alsó agyag-

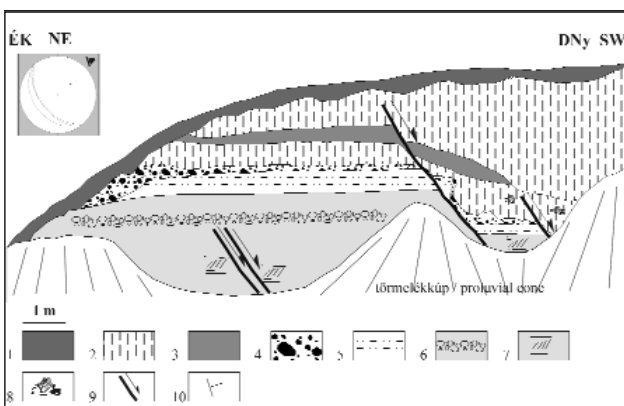


3. ábra. Szin- és poszt-szediment normál vetők felső-pannon agyag, aleurit, homok sorozatban (Tab, téglagyár)

Figure 3. Syn- and postsedimentary normal faults in Upper Pannonian clay, aleurolite and sand (Tab, brickyard)

szintből a felette települő homokrétgebe agyag alapanyagú tál és láng alakú szerkezetek nyomulnak be, valamint az agyag rétegsík menti hurkásodása észlelhető. A pannon rétegsorra diszkordánsan települő lösz-összlet az üledékes szerkezetektől mentes, felső fiatal löszbe tartozik. A bányában számos töréses szerkezet mérhető, amelyek többségükben ÉNy–DK-i irányt mutattak. Előfordult közöttük pannóniai szinszediment, valamint a teljes feltárt pannon sorozatot átvágó vető (3. ábra), de kvarter törmelékekkel kitöltött litoklázis is.

Az Ádántól délre eső lösztábla északi — a Kis Koppányt délről határoló fala — peremén több 100 m hosszan tanulmányozható a Somogyi-dombságra jellemző negyedidőszaki rétegsor. A feltárás keleti szakasza a



4. ábra. Pleisztocén, vályúsán keresztstrétegzett folyóvízi homok, kavicsos rétegsora amelyre fiatal lösz települ a Kis-Koppány völgyében Ádánd (Á, helyét 1. az 1. ábrán) mellett. A szelvényben ÉK–DNY-i csapású litoklázisok és egy — a fiatal lösz képződésével egyidős — vető található

1 — talaj, 2 — lösz, homokos lösz, 3 — paleotalaj, 4 — kavics, 5 — sárga-szürke agyag, 6 — homokos kavics, 7 — keresztstrétegzett homok, 8 — szeizmitik, 9 — vető, 10 — domborzat dőlése

Figure 4. NE–SW striking joints in Late Pleistocene cross-stratified alluvial sand in the Kis Koppány valley, near Ádánd (Á, for location see figure 1.). The age of the synsedimentary fault can be correlated with age of the youngest loess sequence on the top of the section 1 — soil, 2 — loess, sandy loess, 3 — paleosol, 4 — gravel, 5 — yellow-grey clay, 6 — sandy gravel, 7 — cross stratified sand, 8 — seismites, 9 — fault, 10 — dip of morphology

közégtől délre található, 6–8 méter vastag, alul homok, aleurit és agyag váltakozásából áll. Ezt 2–2,5 m homokos lösz takarja, közepén 15–20 cm vastag halvány barna paleotalaj szinttel. Nyugat felé a fedő lösz kivastagszik, bázisán kvarc, mészkő és dolomit anyagú kavicsos szint található. A homokos–agyagos rétegsor viszont kivékonnyodik, bázisán löszdarabokat is tartalmazó durva klasztos szint települ. A fekvőben vályúsán keresztstrétegzett homok jelenik meg (4. ábra). Ezt a vályúsán keresztstrétegzett homokot felső harmadában 10 cm vastag, pannóniai homokkő anyagú konglomerátum betelepülés tagolja. THAMÓNÉ BOZSÓ (2003, szóbeli közlés) vizsgálatai alapján a rétegsor anyaga a Dunántúli-középhegység különböző képződményeinek lepusztulásából származik, ezért lerakódásuk még a Balaton kialakulását megelőzően történt. Valószínű, hogy egy negyedidőszaki, északról dél felé tartó, gyors folyású, — maximum 1-2 méter mély — fonatos patakmeder ferde metszetét tárja fel a szelvény alsó fele. A fedő lösz itt laza, rétegzetlen, paleotalaj szintje vastagabb és erősebb színű. A szelvényt metsző több ÉK–DNY-i csapású litoklázisok közül legnagyobb a DNY-i oldalban a fiatal fedő lösz képződésével egyidejű szinszediment normál vető (4. ábra). Elvetése lefelé haladva fokozatosan növekszik, levett szárnyán mind a lösz bázisát alkotó konglomerátumréteget, mind a halvány, vöröses barna paleotalajszintet elvonszolja, fölfelé csökkenő mértékben. Az elvetés a lösz felső harmadában elhal. A litoklázisok másik csoportja nem lép ki — észlelhetően — a rétegsor alsó részét alkotó homokból. A levett szárnyon a báziskavics fölött közvetlenül a löszös szint alja még erősen homokos és keresztlemezes. A lemezek egy kötegben szimmetrikusan fölfelé íveltek cm–dm nagyságrendben (4. ábra). A homok keresztlemezségét is fölülírja a rétegek oszlopszerű megemelkedése. A formák csúcspontjuk közelében enyhén szétnyílnak.



5. ábra. Nagy méretű, szeizmikus eseménnyel egyidejű üledékdeformáció („szeizmit”) pleisztocén folyóvízi homok és kavics bázisán Ádántól nyugatra a Kis-Koppány völgyében (4. ábra szelvényének horizontális folytatásában)

Figure 5. Large scale co-seismic deformations („seismites”) at the base of the Pleistocene sand and gravel in the Kis-Koppány valley. The section is in the horizontal continuation of the Ádánd section (Figure 4)

legalább 2 méteres elmozdulást mutat, és elmetszi, illetve elvonszolja a zápokavicsos szinteket is (7. ábra). A domborzat lejtésével majdnem ellentétesen dőlő vetőlapon normál elmozdulásra utaló, 70°-os meredekségű vetőkarcok találhatók.

A Jaba-völgye

A Jaba-völgyében Pusztaszemestől DK-re egy, a patakra merőleges, időszakos vízfolyás által feltárt rétegsor tanulmányozható. A feltárásban megfigyelhető negyedidőszaki összlet aleurit, mészkavicsos konglomerátum, homok és



8. ábra. Karcolt, ÉNy-DK-i irányú, laposan dőlő vető, pleisztocén, áthalmazott homokos, mészkavicsos löszben Pusztaszemes (Psz, helyét l. az 1. ábrán) mellett a Jaba-völgyében
A vetősík dőlése ellentétes a domborzat lejtésével

Figure 8. NW-SE striking thrust plane in Pleistocene aleurolite and clay in the Jaba river valley near Pusztaszemes (Psz, see figure 1 for its location)

The dip of the thrust plane is opposite with the dip of the morphology

áthalmazott lösz váltakozásából épül fel. A lösz áthalmazott, rétegzett, benne több helyen kiékelődő, majd újra megjelenő mészkavicsos konglomerátum és homok rétegek váltakoznak. A feltárásban számos laposabb ÉK-DNy – ÉNy-DK-i dőlésű vetősík észlelhető (8. ábra). Az ÉNy-DK-i dőlésű lapos síkokon vetőkarcokat sikerült találni, jellegük — feltételeesen határozva — feltolódásos. Felmerülhet a gondolat, hogy a laposabb dőlésű vetősíkok mentén gravitációs lecsúszások mehettek végbe tektonikai mozgások helyett,

9. ábra. Pannon agyag réteget is metsző fiatal vető Lullánál (L, helyét l. az 1. ábrán)

a) A vető feltárása a falu keleti oldalán lévő homokbányában. b) A vető degradált morfológiai lépcsőként a felszínre is kilép, és csapása ferdén metszi a domborzat lejtésének irányát. Folytatása már a laposabb térszínen elhelyezkedő temetőbe is belefut. c) A temetőben a vetővel párhuzamos sávokban az idősebb (1985 előtti) sírkövek alapjukkal együtt kibillentek vízszintes síkjukból. d) Egyes sírköveken breccsás töredezettség észlelhető

Figure 9. A small young fault which cut through the Pannonian clay near Lulla (L, see figure 1 for its location)

a) The outcrop of the fault in a sand pit of the east side of the village. b) The fault cut oblique the dip of the morphology as a degraded morphological step and goes toward the cemetery close by. c) The oldery (dated before 1985) burial stones were tilted in parallel zones of the strike of the fault in the cemetery. d) Some of the tilted burial stones show brecciation

de ennek — a vetőkarcok jellegén túl — a domborzat ellentétes lejtése is ellentmondani látszik.

Sok szempontból fontos helyszín Lulla, ahol a falu keleti oldalában, kisebb kőfejtőben pannon kereszt-



rétegzett homok–agyag rétegsorát metsző, számos vető közül egy — a bánya D-i szélén követhetően — a felszínre is kilép (9. ábra, a). A kilépés helyén a felszínen csapásirányban a vetősíkot tovább lehet követni a DNy-i irányban (9. ábra, b). A sík dőlése és csapása ferdén metszi a domborzat lejtésének irányát, amely különösen a bánya közelében azt a benyomást kelti, hogy a látott tereplépcső suvadásos eredetű szerkezet. Ennek ellentmond azonban a fejtőben látható keményebb pannóniai agygrétegek mentén kimutatható látszólag normál jellegű, meredek siki menti cm-es nagyságrendű elmozdulás, valamint, hogy a DNy-i irányú folytatás — a domborzaton látható tereplépcső alapján — már a laposabb térszínen elhelyezkedő temetőbe is belefut. A vonal képzeletbeli meghosszabbítása fölött és azzal párhuzamos sávokban az idősebb sírok egy része alapjukkal együtt ki van billentve a függőleges síkból (9. ábra, c., d). Az 1985 utáni sírköveken számottevő kibillenés nem tapasztalható, mintegy jelezve, hogy a vető feltételezett működése, vagy felújulása az előbbi dátumhoz köthető. A terület tulajdonosa szerint a bánya peremén a fenti elmozdulás a berhidai-földrengés (1985) során jelent meg a felszínen, amely a fenti megfigyelések legjobb magyarázatát adná. Ebben az esetben ez lenne az egyik bizonyíthatóan legfiatalabb törés az ország területén. Ráadásul, az elmúlt két év során a feltételezett vető morfológiája nemhogy degradálódott volna — mint az várható lenne —, hanem élesebbé vált, észlelésünk

szerint vertikálisan kb. 5 cm-es felújulás volt tapasztalható a vonal mentén.

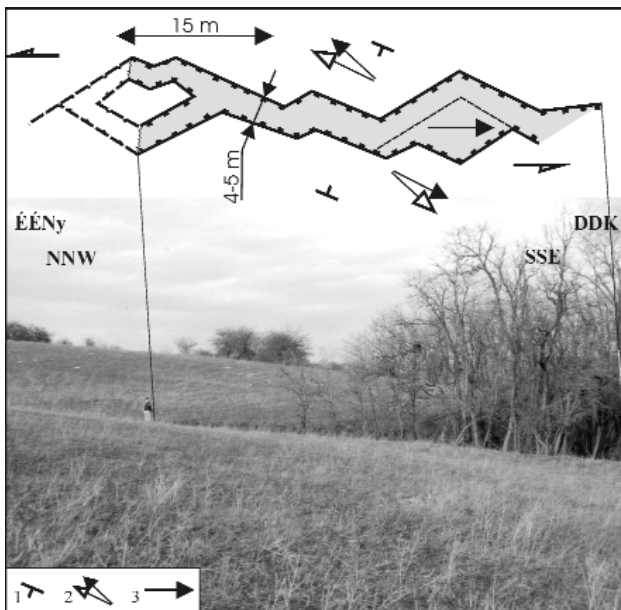
Szintén ezen a területen, Ecseny keleti határában egy sugárirányú völgy kisebb, enyhe morfológiájú oldalvölgyének közepe DDK–ÉÉNy-i csapásban elkezdett kinyílni (10. ábra). A nyílás üteme meglehetősen gyors lehet(ett), mivel a frissen nyílt, meredek falakkal határolt völgyecske völgyfőjétől a völgytalp felé távolodva a fák kora (és mérete) gyorsan nő. A völgy iránya lépcsősen ellépő — helyenként megnyúlt —, rombusz alakú kiszélesedések tagolják, alakjuk széthúzásos medencék alaprajzával megegyező (10. ábra). Elméletileg e kis völgy alaprajzával egyező tágulások kis medencék kinyitását balos eltolódások hozhatják létre. A terepi tanulmányok időpontjában a völgyfőnél egy újabb beszakadó szár vonalai rajzolódtak ki. Megfigyelésünk szerint legutóbb ezen „előrerajzolt” élek (2–3 méter) mentén két éven belül megtörtént az újabb beszakadás. A frissen kinyílt területet bokrok és kis fák kezdték azonnal „kolonizálni”. A fák korának becslése alapján az utóbbi 5–8 évben kb. 15 métert harapózhatott előre a völgy felnyílása.

A Koppány-völgye

A Koppány völgyének déli oldalán, Tamási DNy-i szélén a gyulaji út menti löszdomb É-i orrát lefejtették. A feltárás rétegsorának földtani leírását JÁMBOR (1992), malakológiai és paleomágneses vizsgálatát JÁMBOR és társai (1994) végezték el. A feltárás rétegsora három részre osztható: alul vörös, barnászöld, vöröses szürke, agyagot, agyagos aleuritot, középen sárgászöld homokot tár föl, mészkonkréciós szemekből álló kavicszinórral. A sorozatot lösz fedi minimum 10 m vastagságban (l. JÁMBOR 1992). Az alsó részt az alsó-pleisztocén Tengelici Vörösagyag Formációba, a középsőt a külső-somogyi homokosorozatba, a fedő összletet a felső-würmi löszök közé sorolták JÁMBOR et al. (1994).

Szerkezetileg a feltárás legszembetűnőbb jelensége a DNy-i részen látható — fedő löszbe is belenyúló — vetőcsoport és ehhez kapcsolódó réteg menti megnyúlások, deformációk. Az elmozdulások jellegét és nagyságát két, egyaránt kettősrétegű paleotalaj szint tükrözi (11. ábra). Ezeket a síkokat korábbi értelmezések során gravitációs eredetű csúszási síkoknak és ennek következtében fellépő rogyásos szerkezeteknek tartották. Azonban ezen É–D – ÉÉK–DDNy-i csapású síkok egy csoportja mentén az elmozdulás feltolódásos jelleget mutat, és itt a síkok lefelé egy közös, majdnem függőleges felületbe tartanak össze (11. ábra). A forma leginkább pozitív virágszerkezethez hasonló, ez utóbbiak pedig rendszerint transzpressziós jellegű törések tipikus kísérői (cf. HARDING 1973; SANDERSON, MARCHINI 1984).

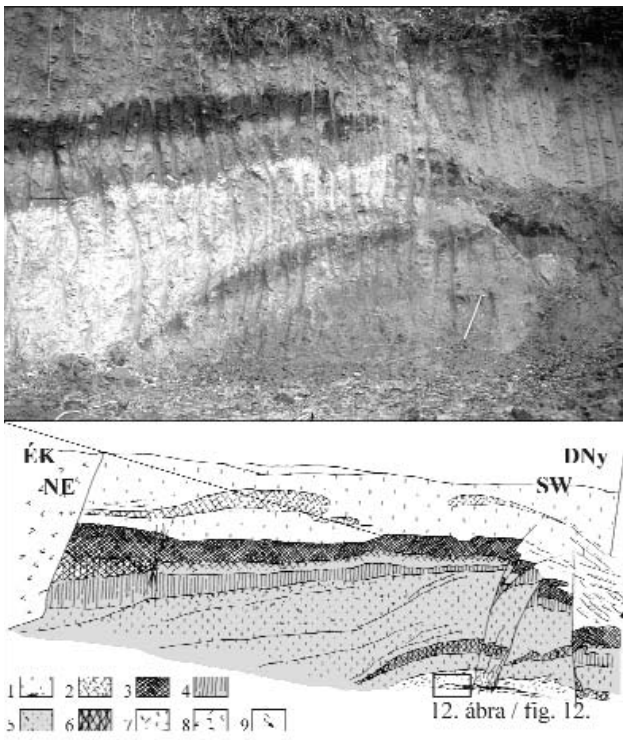
Kísérőjelenségeként a törések szomszédságában közvetlenül a paleotalaj alatti sorozatban az aleuritba települő agyagos aleurit és agyagszintek mikrogyüredzettséget mutatnak, amelyet egyes szakaszokon kis vetők vágnak át. Jellegük lehet mind normál mind fel-



10. ábra. Egy sugárirányú völgy kisebb, enyhe morfológiájú oldalvölgyének közepén, DDK–ÉÉNy-i csapásban, beszakadással jelenleg is nyíló völgyecske Ecseny mellett (E, helyét l. az 1. ábrán) A völgy alaprajza ellépő rombuszok sorozata, amely balos jellegű, széthúzásos eltolódást jelez. 1 — domborzat dőlése, 2 — szétnyílás iránya, 3 — völgytalp lejtése

Figure 10. SSE–NNW striking (re)opening or breaking in of a small valley in the lateral branch of a meridional valley near Ecseny (E, see fig. 1. for its location)

The orientation of the rhombus shape series of the valley ground-plan indicates left lateral tensional movement. 1 — dip of morphology, 2 — direction of opening, 3 — dip of valley floor



11. ábra. Kompressziós — pozitív virágszerkezet — É-D — ÉÉK–DDNy-i csapású síkok mentén a Koppány völgyének déli oldalán, Tamási DNY-i szélén (T, helyét l. az 1. ábrán)

A törések a felső-pleisztocén rétegsort fedő, kettős paleotalaj szinteket tartalmazó löszt is átvágják. 1 — lösz, 2 — homokos lösz, 3 — barnás-fekete agyagos aleurit, 4 — vöröses barna agyagos aleurit, 5 — aleuritos homok, 6 — vörös agyag, 7 — vöröses szürke agyagos aleurit, 8 — törmelékkel fedett rész, 9 — csuszamlás (1–5 — felső-pleisztocén, 6–7 — alsó-pleisztocén, JÁMBOR et al. 1994 alapján)

Figure 11. A positive flower structure along N–S – NNE–SSW striking thrusts in the Koppány river valley near Tamási (T, see figure 1 for its location)

The faults also cut into the young loess which cover the double paleosol horizon. 1 — loess, 2 — sandy loess, 3 — brownish-black clayey silt, 4 — reddish brown clayey silt, 5 — silty sand, 6 — red clay, 7 — reddish grey clayey silt, 8 — proluvial cone, 9 — slumping (1–5 — Upper Pleistocene, 6–7 — Lower Pleistocene, based on JÁMBOR et al. 1994)

tolódásos (12. ábra, a). A feltárás ÉK-i oldalában ugyanebben a horizontban homokos aleuritban vetőmentes, mikrométerű vízkiszökécek sorozata illetve — a finomhomokos rétegek — hurkásodása látszik. Ezt a finomabb szemcseméretű fedő és fekvő aleurit, agyagos aleurit lemezek (helyenként vékony rétegek), mikrogüredzetten illetve hullámosan megnyúlva keretezik (12. ábra, b). Ez a típusú mikrogüredzettség („kink-fabric”) vízzel telített, agyagos fedő és fekvő közé zárt homokos üledékekben gyakran fordul elő vetődésekkel, gyűrődéssel, földrengéshullámokkal és/vagy víztelenedési jelenségekkel együtt. A mikrokredződést a pórúsvíz nyomásának kismértékű megváltozása — a fenti folyamatok egyikének hatására — váltja ki, így kialakulása nem az elsődleges feszültségtér függvénye (VAN LOON et al. 1985). Gyakori olyan eset is, amikor a nagyobb porozitású üledék (itt finom homok) víztartalma a keletkező túlnyomás vagy a zárórteg szigetelő hatása miatt nem képes



12. ábra. Feltehetően a 11. ábra feltárásában látott nagyobb vetők működését kísérő szeizmikus sokk kísérőjelenségei (Tamási DNY-i szélén)

a) Kis vetőkkel szabdalt agyagos aleurit, agyag lemezek. b) Mikrogüredzett aleuritos agyag

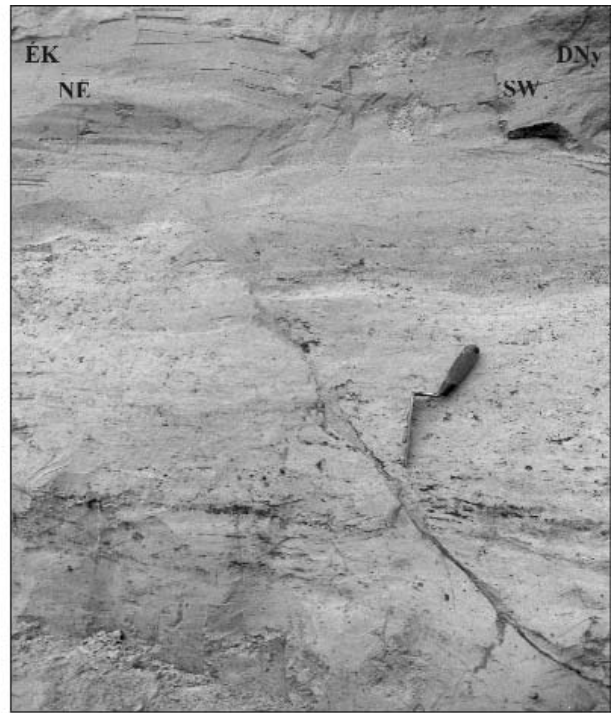
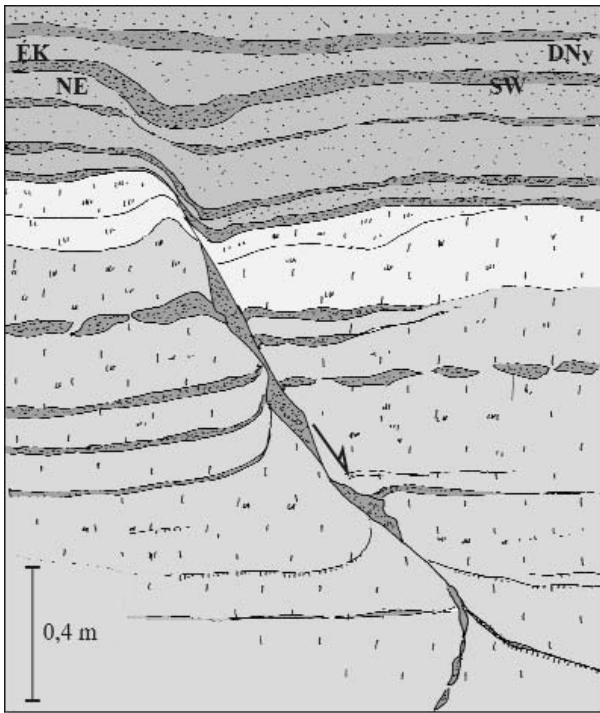
Figure 12. The attending occurrences of larger tectonic activity and/or seismic shock in Upper Pleistocene silt and clay in the Tamási section of figure 11

a) Small faults in clayey silt and clay b) Third or fourth order microfolds in silty clay

fölfelé kiszökni, így a nyomás oldalirányban (is) igyekszik feloldódni és hullámos, hurkásodó rétegvastagságokat eredményez. Hasonló jelenséget a plasztikus deformációkkal foglalkozó munkákban „hidroplasztikus hurkák” („hydroplastic boudinage”) néven írták le (MONTENAT 1990).

Az előzőekben taglalt homokos aleuritos rétegsorozatban Tamási DK-i végén, a Szurokhegy peremén elhelyezkedő kis homokbányában is található lisztikus szinzediment vetők. A vetőket az aleuritot fedő homok tölti ki, elmozdulása lefelé haladva növekszik (13. ábra).

A kompressziós magtól DNY-ra a feltárás pereme lejtőiránnyal párhuzamosan lefelé haladva, egyre laposabban ívelt sík mentén több mint 5 méteres ugrómagassággal lejjebb található. Az elmozdult szárny blokkja a sík dőlésével ellentétesen kb. 30°-al elfordult. A sík fölötti homokos–aleuritos rétegek hullámosak, lejtőirányban megnyúltak, bennük kicsi — szintén lejtőirányban dőlő — normál vetők találhatóak. A jelenség vízzel átitatott anyag lejtő menti csuszása — helyenként a belső deformáció



13. ábra. Lisztrikus szinszediment normál vető felső-pleisztocén aleuritós homokban a Koppány völgyében, Tamási DK-i peremén (T, helyét 1. az 1. ábrán)

1 — közepesemű homok, 2 — finomszemű homok, 3 — aleurit, 4 — homokos aleurit, 5 — lisztrikus vető.

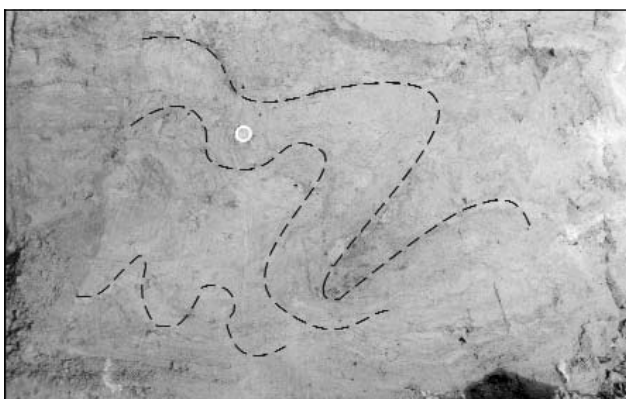
Figure 13. Listric synsedimentary fault in Upper Pleistocene silty sand in the Koppány river valley near Tamási (T, see figure 1. for its location)

1 — medium sand, 2 — fine sand, 3 — silt, 4 — sandy silt, 5 — listric fault

erősebb jellege miatt már — csuszamlása (14. ábra). A tektonikai eredetű törésektől jól elkülöníti a csuszási/csuzamlási sík lefelé gyorsan hirtelen ellapuló jellege, dőlésiránya és a „levetett szárny” üledékének gravitációs áthalmozásos eredetű — belső — deformációi.

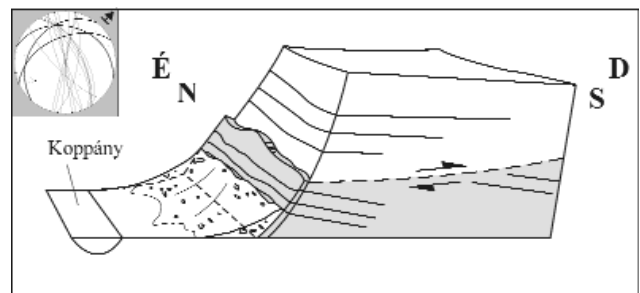
Szintén a Koppány-völgyében, de annak nyugati részén, a patak déli oldalán Somogydöröcske határában a

meredeken kiemelkedő partfalban agyagos-homokos aleuritós rétegsor települ. Fedője átülepített, helyenként lemezességet mutató sárgásbarna lösz. A sorozat középső részén hullámszó, lapos (30–50°-os), ÉNy felé dőlő vetősík található — nem dőlésirányú — karcokkal (15. ábra). Jellemük áttolódásra utal, a sík alatti rétegek 10–15 fokban délkeleti irányban kibillentek. A fenti laposan



14. ábra. Nedves, löszös homok suvadási felület fölötti lejtőirányú csuszamlásos eredetű belső deformációi (11. ábra szelvényének DNy-i peremén).

Figure 14. Internal deformations of slumping of wet sand over a gravitational sliding surface (SW corner of section of figure 11)



15. ábra. Hullámszó, lapos (30–50°-os), ÉNy-felé dőlő vetősík, nem dőlésirányú, feltolódásos jellegű karcokkal pleisztocén agyagban, aleuritban. Koppány-völgye, Somogydöröcske (Sd, helyét 1. az 1. ábrán)

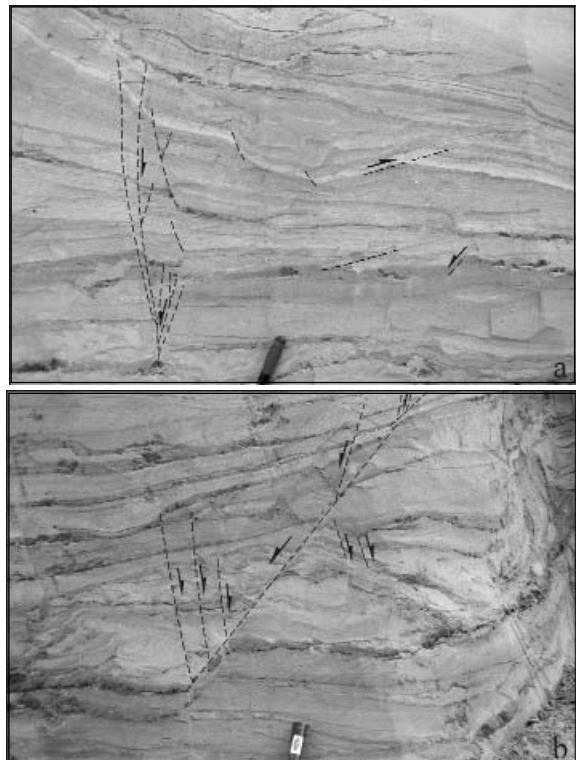
Figure 15. NW-dipping, SE vergent, undulating thrust plane with slickensides in Pleistocene clay and silt in the Koppány valley near Somogydöröcske (Sd, see figure 1 for its location). The thrust plane is a surface of discordance at the same time

dőlő ÉNy-i törésirányok mind a Kis Koppány, mind a Jaba-patak völgyének déli, meredek oldaláról származó mérések között megtalálhatók, bár ott karcolt felületeket nem észleltünk. A vetősík alatti rétegek kibillent volta vetőműködés előtti vagy közbeni erőteljes mozgásokra utalnak. A billenés idejétől függően lehetséges, hogy a leírt feltolódás síkja eredetileg 10–15°-al meredekebb lehetett.

A Kapos völgye és a Balaton déli partja

A vizsgált területet délről a Kapos völgye, északról a Balaton határolja. Előbbi területen Kaposkeresztúr határában, kis homokbánya felső pleisztocén folyóvízi homokot tár föl, tetejében feltehetően riss–würm közötti mérsékelt időszakban képződött sötétbarna–fekete paleotalaj horizonttal. A látható falszakaszon kis méretű vetők, üledékekkel kitöltött árkok, félárkok találhatóak nagy számban. Ezekhez szeizmitek, terheléses szerkezetek, csuszásokhoz kapcsolható kompressziós szerkezetek, valamint csuszamlások és víz alatti kúszások nyomai társulnak (16. ábra, a, b). Mindezek arra utalnak, hogy meglehetősen aktív tektonikai tevékenységnek kellett az üledékképződéssel egy időben lejárni. Ráadásul, az észlelt paleotalaj szint ma kb. 50 méterrel a Kapos mai vízszintje fölött található, alatta pedig az említett alluviális rétegsor következik. Ez azt jelzi, hogy meglehetősen gyors relatív kiemelkedésnek kellett történnie a területen.

A Balaton partvonala mentén és ahhoz közel — már az M-7-es autópálya építkezés megkezdése előtt is — szintén találhatóak voltak negyedidőszaki mozgásokra utaló bélyegek. Ezek egyik legszebb példája a Balatonszemestől délre lévő Bagó-völgy, ahol az enyhe ívű, sugárirányú



16. ábra. Felső-pleisztocén folyóvízi homok üledékes és szinszediment tektonikus bélyegei, Kaposkeresztúr mellett (Ka, helyét l. az 1. ábrán)

- a) Szinszediment félárkok szerkezet egyik végén lapos feltolódással, homokrégecskék csuszamlásos bélyegeivel, vetők menti kivastagodásával. b) Szinszediment vető csuszamlásos, kúszásos eredetű üledékdeformációkkal

Figure 16. Synsedimentary structures of Upper Pleistocene alluvial sand, near Kaposkeresztúr (Ka, see figure 1 for its location)

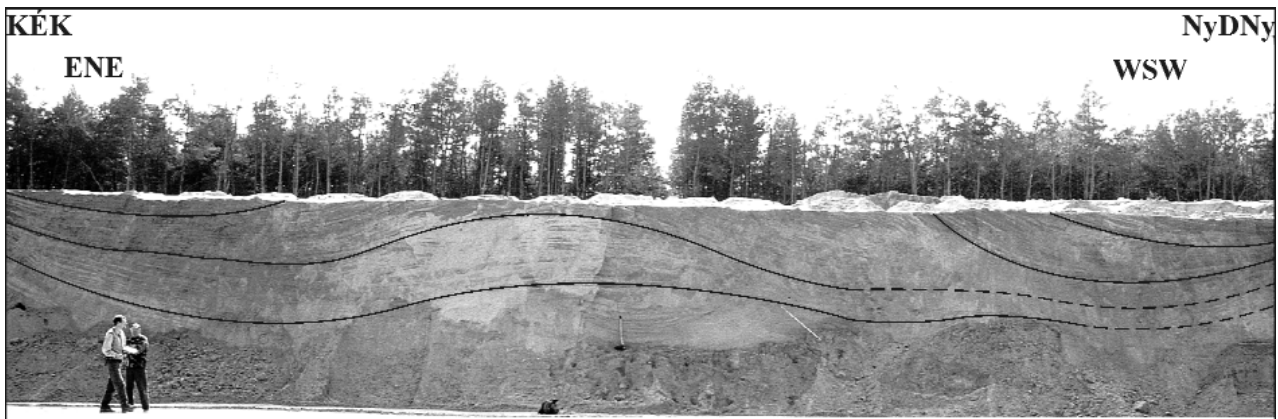
- a) Small scale half-graben structures and small thrust with slumps and thickening of sand layers. b) Synsedimentary fault with slides and slumps



17. ábra. Fiatal lösszel fedett, kulisszásan elrendeződött ÉÉK–DDNy-i csapású domborozat Balatonszemestől délre (Bsz, helyét l. az 1. ábrán) A dombok elrendeződése balos kompressziós eltolódásra (transzpresszióra) utal a sugárirányú völgy mentén. A térképkivágat pötytyözött vonala a fényképen látható szelvény helyét jelzi

Figure 17. NNE–SSW oriented en-echelon folds covered by young loess in the middle of a N–S striking meridional valley, south of Balatonszemes (Bsz, see figure 1. for its location)

The arrangement of the folds indicates sinistral compressive strike slip (transpression) along the valley. The dotted line on the map indicates the section of the photo



18. ábra. ÉNy–DK-i tengelyirányú, szinszediment gyűrődés közel merőleges metszete pannon homokban, a látrányi homokbányában (Lh, helyét l. az 1. ábrán) (CSONTOS et al. 2001 után)

Figure 18. Cross section of a NW–SE directed synsedimentary fold in Pannonian sand near Látvány (Lh, see figure 1 for its location) (CSONTOS et al. 2001)

irányú, ÉÉNy–DDK-i irányú völgy közepén homokos lösszel fedett kis dombok sorakoznak, kulisszás elrendeződés szerint, ÉÉK–DDNy-i csapásban (17. ábra). Ez a sorozat eróziós tényezőkkel (pl.: kimosás, szél) nem hozható létre. A dombok elrendezése és iránya fiatal, balos jellegű transzpressziós mozgást sejtet a völgy mentén.

Itt kell megjegyezni, hogy a Koppány völgyében, Tamási peremén észlelt kompressziós szerkezetek csapása pontosan ilyen irányú kulisszák belső töréses irányainak feleltethető meg, és az egymást követő dombok itt is hasonló irányban és módon vannak elrendezve. Ugyanez észlelhető számos helyen, többek között Bonnyapusztán illetve Tamásitól északra, a Koppány északi oldalán is, ahol a sugárirányú háta ÉÉNy–DDK-i rendszerét helyenként egy-egy É–D – ÉÉK–DDNy-i csapású dombhát felülírja.

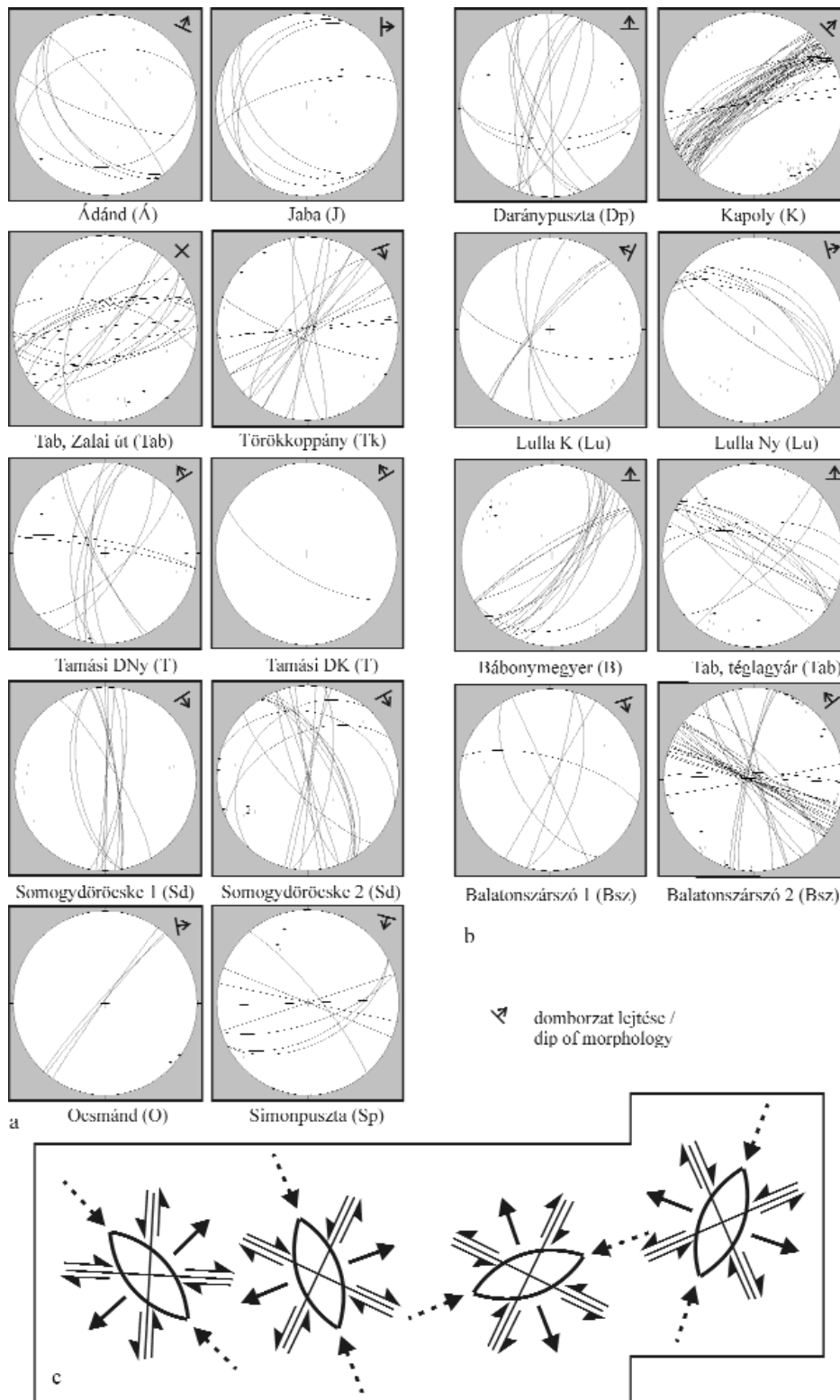
A Balatonhoz szintén közel, Látványtól délnyugatra, egy jelenleg is működő pannóniai korú homokbánya éppen belevág egy sugárirányú hát peremébe. Az alluviális–delta környezetben leülepedett, progradáló rétegekből álló homok jól osztályozott, a rétegek enyhe ívű, kb. 50 m hullámhosszú, néhány méter magasságú, ÉNy–DK-i tengelyű redőződést mutatnak (CSONTOS et al. 2001) (18. ábra). A redőződés előtt ülepedett rétegfórmák kúszó hullámfodrok, a gyűrt rétegek vastagsága eltérő a szinklinális magjában és szárnyán. Hasonló irányú redők sejtethők a szomszédos területeken a Balaton alatti nagyfelbontású szeizmikus szelvényeken is. Szekvenciasztratigráfiai megfontolások alapján a gyűrődés idejét CSONTOS et al. (2001) kora-pannónianak tartották. Feltehetően a „látványi-hát” teljes szelvénye hasonló módon enyhén gyűrt szerkezetet mutat. A gyűrődés késő-neogén időpontja még további bizonyításra szorul, hiszen hasonló tengellyel — még évekkel ezelőtt — szintén enyhe ívű redőződés volt látható negyedidőszaki homokban is az M-7-es autópálya bővítése során, a balatonvilágosi szakaszának bevágásában, a rézsú humusszal való betakarása előtt.

A megfigyelések elemző összegzése

A közel harminc helyszínen végzett mikrotektonikai mérések során mind a negyedidőszaki (19. ábra, a), mind a pannóniai üledékekben (19. ábra, b) — a lejtőmozgásból eredő elválások kizárásával — végeztünk méréseket. Ezek — főleg Mohr–litoklázis párok, kisebb részben vetőkarcos felületek elemzése — során előzetesen négy tektonikai fázist sikerült elkülöníteni (19. ábra, c). Az eredményül kapott feszültségterek alapján egyiket ÉK–DNy, a másikat ÉNy–DK a harmadikat ÉÉNy–DDK-i, a lehetséges negyediket KÉK–NyDNy-i irányú megnyúlás jellemzi (19. ábra, c). Mind a négy irány kimutatható volt a negyedidőszaki képződmények bázisát adó vagy környékbeli pannóniai feltárásokban, ellenben a negyedidőszaki képződményekben csak három. Ezért a pannóniai feltárásokban mért törések közül egy, a NyÉNy–KDK irányú megnyúlással jellemezhető fázis „kiszűrhető”, mivel a fiatalabb képződményekből nem mutatható ki. Ez feltehetően pannóniai–prekvarter korú.

A „maradék” három fázis elemei szinte minden tanulmányozott negyedidőszaki felszíni rétegsorban és feltárásban litoklázisok, kis méretű normál vetők (elmozdulás cm–m nagyságrendű), helyenként feltolódások, pozitív virágszerkezetek, kulisszás szerkezetek, kitöltött telérek és redőződés formájában megjelennek. Ezeket szeizmikus tevékenységhez kapcsolódó rétegzavarok; víztelenedési bélyegek (szeizmitek, dm–m nagyságrendű), mikrogyüredezettség („kinkesedés”), vízalatti üledécsuszamlások nyomai kísérik a vizsgált helyszíneken. Az észlelt törésirányok mindegyike nyomozható a fekvő pannóniai üledékektől a fiatal fedő löszig, annak legfőlső, halvány, vörösesbarna, gyengén fejlett paleotalaj szintjéig, illetve helyenként a felszínen is. Mindezek alapján lehetséges korukat késő-negyvedidőszakinak feltételezzük.

E törések relatív sorrendjét a terepi szerkezetföldtani mérések és megfigyelések alapján nem sikerült megállapí-



19. ábra. Jelentősebb helyszíneken mért litoklázisok és vetők (Schmidt-háló, alsó félgömb vetület) a) pleisztocén képződményekben, b) pannóniai képződményekben, c) Mohr-litoklázis párok elemzésével kimutatott negyedidőszaki és pannóniai megnyúlási irányok. Minden irány (négy) kimutatható a pannóniai üledékekben, a negyedidőszaki üledékekből csak három

Figure 19. Joints and faults were measured in the most important places of investigation (Schmidt net, lower hemisphere projection)

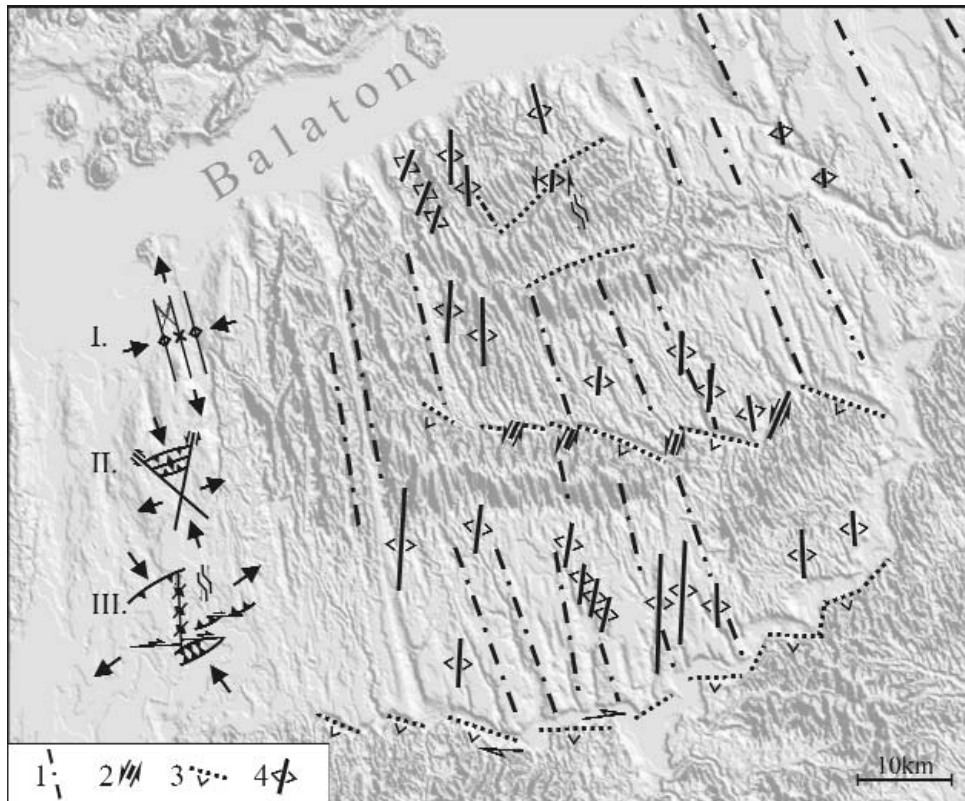
a) in Pleistocene sediments b) in Pannonian sediments c) Based on analysis of Mohr-sets of faults four different sets were separated. All of them can be seen in Pannonian sediments and just three of them in Quaternary

ban de — fölülírják. Ráadásul, a Jaba-völgyét Lullánál metsző — névtelen — völgy a topográfia alapján feltételezésünk szerint 100 méteres nagyságrendben elveti azt balos eltolódásos jelleggel. A hosszanti völgyrendszer hasonló jellegű, de több lépcsős és kisebb mértékű elmozdulása jól tanulmányozható a Koppány völgye mentén is (21. ábra). Ezen ÉNy–DK-i kompressziós irányú — vagy ÉK–DNy-i megnyúlási irányúval jellemezhető — feszültségtérhez tartozó tektonikai mozgások a mai napig hatnak.

A terepen és a terepmodelleken látható másik két fő morfolotektonikai elem jellege és kialakulásának ideje bizonytalanabb. Egyik a hosszanti völgyek rendszere (1.,

Kérdéses, vajon mennyire fiatalok ezek az áttolódások, hiszen a Koppány-völgyében észlelt feltolódás például az előbb tárgyalt recens feszültségtér hatására is kialakulhatott. Mindenesetre feltételezhető, hogy a lapos feltolódásos felületek egy ÉÉNy–DDK-i irányú kompresszió hatásaként jöhettek létre. Ez az irány a mikrotektonikai mérések alapján is kimutatható volt a területen (19. ábra). Ugyanezen kompressziós irány egyben a — korábbi egységes délies irányú lefolyást megszüntető — völgyi vízváltakozók rendszerét is kialakíthatta.

Másik fő elem az ÉÉNy–DDK-i, sugárirányú háta és völgyek rendszere (1., 21. ábra). Belső szerkezete az eddigi szórványos észleléseink szerint gyűrt, amely nemcsak a



21. ábra. Morfolotektonikai elemzések alapján észlelt nagyobb késő-negyvedidőszaki szerkezeti elemek az összes elem feltüntetése nélkül

A szerkezetek három késő-negyvedidőszaki szerkezeti fázis jellegét tükrözik: I. KÉK–NyDNy-i kompresszió, ÉÉNy–DDK – ÉNy–DK-i tengelyű gyűrődésekkel. II. ÉÉNy–DDK-i kompresszió lapos feltolódásokkal. III. ÉNy–DK-i kompresszió, balos, transzpressziós, kulisszás redős szerkezetekkel. 1 — sugárirányú völgyek és háta irányja, 2 — eltolódások, 3 — feltolódások, 4 — kulisszás redők irányja. (A digitális terepmodell a Magyar Állami Földtani Intézetben készült a MH Térképszeti Kht. DDM-10-es adatbázisa alapján)

Figure 21. Simplified map of Late Quaternary neotectonic elements of the Somogy Hills on the basis of the microtectonical measurements and morphotectonical investigations

(Not all the elements are indicated). I. ENE–WSW Late Pleistocene compression with NNW–SSE striking folds. II. NNW–SSE Late Pleistocene compression. III. NW–SE Late Pleistocene – Holocene compression. 1 — lines of transversal valleys and ridges, 2 — strike slip faults, 3 — thrust faults, 4 — en-echelon folds. (The DEM was processed by the Geological Institute of Hungary on the basis of DDM-10 database of Cartographic Office of the Hungarian Army)

21. ábra). Ezekhez kapcsolódva a Jaba- Kis Koppány- és Koppány-völgyében — szintén a déli, meredek oldalakban végzett mérésekből — ÉÉNy-i lapos dőlésű, több helyszínen vélhetően feltolódásos jellegű törés-irányok voltak kiszűrhetők a negyedidőszaki képződményekből.

pannóniai magot, hanem a negyedidőszaki fiatal burkoló felületet is érinthette. Kérdés, hogy egyazon esemény részeként történt a redőződés, vagy tényleg volt-e egy prekvarter fázis, mint azt a látrányi redő (CSONTOS et al. 2001) sugallja. Szintén redőződésre — és késő-negyed-

időszaki korra — utal a völgyirányokra merőleges, ÉÉK–DDNy-i kompressziós irányú, terepi mérések alapján kapott feszültségtér is. Nemesak a terepi mérések, hanem a szeizmikus szelvények értelmezése alapján is feltehető (CSONTOS et al. 2003), hogy a feszültségtérhez tartozó Mohr-eltolódás párok is aktívak lehettek ebben a fázisban.

Egyelőre a terepi észlelések és a digitális terepmodell alapján sem sikerült egyértelműen eldönteni, vajon ez a sugárirányú hát- és völgyrendszer, vagy a hosszanti völgyek rendszere az idősebb. A terepmodellen látható nagyléptékű metsződési viszonyok alapján — a korábbi kutatók megállapításai is összhangban —, a hosszanti völgyrendszer tűnik fiatalabbnak, ezt a kronológiát sugallta a digitális terepmodell töréseinek elemzése is (20., 21. ábra).

További kérdés marad, hogy milyen a két közel hasonló, a legfiatalabb, ÉNy–DK- és az ÉÉNy–DDK-i kompressziós irányjal jellemezhető rendszerek egymáshoz való viszonya. Előbbi bizonyíthatóan a mai napig is hat, utóbbi — nemesak — a „kizárásos” sorrend alapján is a második legfiatalabb. Utóbbi az esetben a mai napig is tartó ÉNy–DK-i kompressziós irány egy korábbi ÉÉNy–DDK-i kompressziós tér szerkezeti felújulásának is tekinthető. Alternatív megoldás, hogy hasonló irányjaik, kompressziós jellegük alapján a két töréscsoportot nem kezeljük külön fázis eredményének.

Következtetések

Terepi szerkezetföldtani mérések és morfológiával elemzéseink alapján Külső-Somogy — és feltehetően az egész Somogyi-dombság — területén a késő-negyvedidőszak folyamán több feszültségtér is létezhetett egymás után vagy váltakozva. Ezek közül három késő-negyvedidőszaki szerkezeti fázis jellegét, lehetséges sorrendjét és domborzati megfelelőjét feltételezzük (21. ábra):

1. KÉK–NyDNY-i kompresszió, késő-pleisztocén, főleg gyűrődésekkel. Domborzati megfelelői az ÉÉNy–DDK – ÉNy–DK-i sugárirányú völgyek és hátságok rendszere.

2. ÉÉNy–DDK-i kompresszió, késő-pleisztocén, jellemző szerkezete a hosszanti völgyek menti (Jaba, Kis-

Koppány, Koppány) lapos áttolódások és feltehetően a völgyi vízválasztók rendszere is.

3. ÉNy–DK-i kompresszió, késő-pleisztocén–holocén, amely a mai napig is aktív. Terepi megfelelői ÉÉK–DDNy-i csapású kulisszás redősorozatok a sugárirányú völgyek közepén, illetve a hátaik irányát, morfológiáját már részben felülírva. Jellege balos transzpresszió, amely egyes helyeken a hosszanti völgyeket száz méteres nagyságrendben is elvetheti balos eltolódásos jelleggel. Terepen további észlelhető elemei: hosszanti völgyek fiatal déli vergenciájú feltolódásokkal, Riedel-elmozdulásokhoz kapcsolódó recens völgyfelújulások, illetve — földrengésekhez (is) kapcsolódó — elmozdulások. E fázis a mai domborzat fejlődés mozgatója, s ezek alapján a Somogyi-dombság ma is aktív, kompressziós tektonika színtere.

A fentiekben elkülönített fázisok fenti feltételezésünk szerint eltérő, külön események eredményei. Nem zárható ki azonban, hogy a mai napig is tartó ÉNy–DK-i kompressziós irány (3. fázis) egy korábbi ÉÉNy–DDK-i kompressziós tér (2. fázis) szerkezeti felújulásának tekinthető vagy hasonló irányjaik, kompressziós jellegük alapján e két töréscsoport nem kezelendő külön fázis eredményének. De az is lehetséges, hogy geológiai értelemben a fenti feszültségterek egyidőben léteztek egymást mellett és a megfigyelt szerkezetek egy nagyobb szabású, mélyen gyökerező esemény (pl.: felboltozódás, pikkelyeződés, oldal-eltolódás — 1. szerkezeti modellek) kísérő jelenségei, amelyek együttesen alakították ki és napjainkban is formálják a Somogyi-dombság morfológiáját.

Köszönetnyilvánítás

A kutatási munka az MTA Bolyai János Kutatói Ösztöndíj (Magyar Árpád) keretében valamint a T 037593 sz. OTKA és a TÉT F–19/99 sz. együttműködési programjának támogatásával készült. Tamóné Bozsó Editnek a mikromineralógiai vizsgálatok gondos elkészítéséért, SÍKHEGYI Ferencnek pedig a kézirat alapos és kritikus lektorálásáért szeretnénk köszönetünket kifejezni.

Irodalom – References

- BRODZIKOWSKI, K., VAN LOON, A. J. 1987: A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. — *Earth-Science Reviews*, 24, pp. 297–381.
- CHIKÁN G., CHIKÁN G-NÉ, ERDÉLYI J., FARKAS P., KÓKAI A. 1984–1985: A Balatoni tágabb üdülőkörzet mérnökgeológiai térképsorozata (1: 50 000). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet
- CHOLNOKY J. 1918: A Balaton hidrográfiája. — IN: LÓCZY, L.: *A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei* I. kötet 2. rész, 316 p.
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., MAGYAR, I., VIDA, R., VAN VLIET-LANOE, B. 2001: Syn-sedimentary folding in Late Neogene of Lake Balaton, Hungary. — *The Stephan Müller Topical Conference of the European Geophysical Society:*

- Quantitative Neotectonics and Seismic Hazard Assessment: New Integrated Approaches for Environmental Management, Balatonfüred, Hungary, September 22–26, Abstract Book*, p. 12.
- CSONTOS, L., MAGYARI, Á., SZTANÓ, O., VAN VLIET-LANOE, B., MUSITZ, B., BERGERAT, F., MANSY, J.-L. 2003: Neotectonics of the Somogy Hills (Part II.): Evidence from seismic sections. — *The Fourth Stephan Müller Conference of the European Geosciences Union, Geodynamic and Tectonic Evolution of the Carpathian Arc and its Foreland: Environmental Tectonics and Continental Topography, Abstract Book*, pp. 45–46.
- ERDÉLYI M. 1961: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlöny* 41 (6), pp. 445–458.
- ERDÉLYI M. 1962: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlöny* 42 (1), pp. 56–65.
- GERNER P. 1992: Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon. — *Földtani Közlöny* 122 (1), pp. 89–105.
- GERNER P. 1994: Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján. — *Földtani Közlöny* 124 (3), pp. 381–399.
- HARDING, T. P. 1973: Newport–Inglewood Trend, California – An Example of Wrenching Style of Deformation. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57 (1), 97–116.
- JÁMBOR Á. 1992: Néhány hazai kvarter feltárás szelvénye és rétegsoruk földtani értelmezése. — *Kézirat*. Kutatási jelentés, Magyar Állami Földtani Intézet, Alapvetési Főosztály, 48 p.
- JÁMBOR Á., KROLOPP E., LANTOS M. 1994: A tamási útbevágás és a kölesdi téglagyár fejtő kvarter rétegsora malakológiai, paleomágneses és földtani vizsgálati eredményeinek értékelése. — *Kézirat*. Kutatási jelentés, Magyar Állami Földtani Intézet, Alapvetési Főosztály, 60 p.
- JÁMBOR Á., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 2002: A közép-dunai terület kvarter tapszint térképe szerkesztésének eredményei. — *Földtani Intézet Évi Jelentése 1999–1998-ról*, pp. 161–175.
- LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — In: LÓCZY L.: *A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei* I.
- LÓCZY L. 1918: Magyarország földtani szerkezete. — *Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa* 43 p.
- LÓCZY L. IFJ. 1926: A Dunántúl hegyszerkezetéről. — *Földtani Közlöny* 55 (1–12), pp. 57–63.
- MAROSI S., SZILÁRD J. 1958: A Balaton somogyi partvidékének geomorfológiai képe. — *Földrajzi Közlemények*, 6, pp. 341–361.
- MAROSI S., SZILÁRD J. 1974: Újabb adatok a Balaton koráról. — *Földrajzi Értesítő* 23 (3), pp. 333–346.
- MONTENAT, J. L. 1990: Evolution structurale du Plateau Ibléen (Sicile, Italie) dans le cadre de l'arc Tyrrhénien: Géométrie des dépôts, déformations synsédimentaires et étapes de la structuration du Crétacé 'Actuel' — *Thèse Université, Nancy* 257 p.
- MUSITZ B. 2002: Neotektonikai megfigyelések a Somogyi-domb-ság területén. — *Kézirat*. Szakdolgozat, ELTE TTK, Általános és Történelmi Földtani Tanszék, Budapest, 65 p.
- PÁVAI VAJNA F. 1917: A földkéreg legfiatalabb tektonikai mozgásairól. — *Földtani Közlöny* 47 (4–9), pp. 249–253.
- PÁVAI VAJNA F. 1926: A földkéreg legfiatalabb tektonikai mozgásairól. — *Földtani Közlöny* 55 (1–12), pp. 63–85.
- PÁVAI VAJNA F. 1931: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlatja. — *Földtani Közlöny* 60 (1–12), pp. 1–33.
- PÁVAI VAJNA F. 1943: A Dunántúl hegység szerkezete. — *Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet vitatüléseinek munkálatairól*, 5, pp. 213–237.
- PÉCSI M. 1975: A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása. — *Földrajzi Közlemények* 23 (3–4), pp. 217–230.
- SANDERSON, D. J., MARCHINI, W. D. 1984: Transpression. — *Journal of Structural Geology* 6 (5), pp. 449–458.
- SCHMIDT E. R. 1951: Közép- és sziget-hegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai. — *Bányászati Lapok* 84, pp. 357–372.
- SEILACHER, A. 1969: Fault-graded beds interpreted as seismites — *Sedimentology* 13 (1–2), pp. 155–159.
- SÍKHEGYI, F. 2002: Active structural evolution of the western and central parts of the Pannonian basin: a geomorphological approach — *European Geoscience Union Stephan Mueller Special Publication Series* 3, pp. 203–216.
- STRAUSZ L. 1942: Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. — *Földtani Közlöny* 72 (1–3), pp. 40–52.
- SÜMEGHY J. 1953: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — *Földtani Intézet Évi Jelentése 1951-ről*, pp. 83–109.
- URBANCSEK J. 1963: Pliocén és pleisztocén üledékek földtani szintézisének újabb lehetőségei a földtani kutatásban. — *Hidrológiai Közlöny* 43 (5), pp. 392–400.
- URBANCSEK J. 1977: A pannóniai medence mélységi víztározói — In: URBANCSEK J. (ed): Magyarország mélyfúrásai kútjainak katasztere VII. kötet. OHV *Vízgazdálkodási Intézet kiadványa, VIZDOK, Budapest*, 546 p.
- VAN LOON, A. J., BRODZIKOWSKI, K., GOTOWALA, R. 1985: Kink structures in unconsolidated fine-grained sediments — *Sedimentary Geology* 41 (2–4), pp. 283–300.
- VAN VLIET-LANOE, B., ONNET, S. B., HALLEGOUET, B., LAURENT, M. 1997: Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: Regional Stress field with glacioisostatic influence. — *Journal of Geodynamics* 24 (1–4), pp. 219–239.

A csillagászati korbesorolás bevezetésének és alkalmazásának lehetőségei a Körös-medencei pleisztocén rétegsorban

Possibilities of orbital tuning in the Pleistocene succession of Körös basin: first approach

TÓTHNÉ MAKK ÁGNES, UNGER ZOLTÁN ÉS NÁDOR ANNAMÁRIA

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

Tárgyszavak: folyóvízi üledékképződés, pleisztocén, ciklus, Milanković elmélet, Körös-medence

Keywords: Fluvial sedimentation, Pleistocene, cycles, Milankovitch theory, Körös Basin

Összefoglalás

A Dévaványa D–1 és Vésztő V–1 magfúrás ciklussztratigráfiai vizsgálata során Nádor et al. (2000) rámutatott a mágneses szuszceptibilitás fúrásokban mért görbéi és az ODP 677 fúrás tengeri oxigénizotóp-görbéjének hasonlóságára. A görbék közötti kapcsolat oka a földi pályaelemek változásának ciklusos jellege, amely a klímán keresztül mind a tengeri, mind a szárazföldi üledékképződésre hat. Az excentricitás és a tengelyferdeség görbéje, az excentricitás-tengelyferdeség összeggörbéje, valamint az oxigénizotóp-görbe közötti hasonlóságot vizsgáltuk matematikai eszközökkel. Megállapítottuk, hogy a pleisztocénben sem a tengelyferdeség, sem az excentricitás görbéje nem mutat egyszerű függvénnyel leírható periodicitást. Az 1,00–2,58 millió év közötti időszakban a tengelyferdeség és az excentricitás összeggörbéje 40 ezer éves, az 1 millió évnél fiatalabb időszakban az excentricitás 100 ezer éves ciklikitása ismerhető fel az oxigénizotóp-görbén. Az összeggörbe az egész időszakra a legjobb közelítést adja, és az oxigénizotóp-görbe másodlagos csúcsait is értelmezi.

A fúrásokban elvégzett paleomágneses vizsgálatokból nyert mágneses korok alapján a 0,00–2,58 millió év közötti időtartamra 6–6 fúrásmélység/ido adattal rendelkezünk. A mágneses térfordulások közötti szakaszokon a szuszceptibilitás értékeihez lineáris interpolációval rendeltünk időértékeket.

A mágneses szuszceptibilitás görbéit a maximumok és minimumok szabályos váltakozása jellemzi. E görbékre meghatároztuk az összes minimumot és maximumot, majd az egymást követő növekvő minimumok elhagyásával szűrést végeztünk. A lehetséges maximumok közül a görbét a két-két megmaradó minimum közötti legnagyobb maximummal jellemeztük. A szuszceptibilitás így nyert jelleggörbéinek vizsgáltuk a periodicitását. Az excentricitással összefüggő Milanković-ciklusok átlagos periódusideje a D–1 fúrásban 94,1, a V–1 fúrásban 92,3 ezer év. A ferdeséggel összefüggő Milanković-ciklusok periódusideje 49,5, illetve 42,7 ezer év. A szórás mindegyik esetben kisebb a fél periódusidőnél.

Az üledékfelhalmozódást a Körös-medencében a következő modellel közelíthetjük: a pleisztocén rétegsort 5–10 m medermélységű folyó (folyók?) allociklusok által is vezérelt autociklusai

Abstract

NÁDOR et al. 2000 pointed at the similarity of MS curves Dévaványa D–1 and Vésztő V–1 versus oxygen isotope proxy of marine ODP 677 site based on cyclostratigraphic study of these sections. The cause of this relationship is the cyclicity of orbital variables that effect both marine and terrestrial sedimentation through climate. Of the orbital variables the eccentricity, obliquity and eccentricity+obliquity additive curves were compared to the oxygen isotope proxy. The similarity was examined by mathematical methods. We concluded that neither the obliquity nor the eccentricity shows periodicity of a simple function during the Pleistocene. Between 1.00 and 2.58 Ma the additive curve gives the best approximation for the whole period and explains the secondary peaks of the oxygen isotope proxy.

On the basis of paleomagnetic ages deriving from paleomagnetic measurements of these borehole sections between 0.00 and 2.58 Ma we have got 6 age/depth data per sections. Between two polarity reversals we ordered time to MS values by linear interpolation.

The MS curves are characterized by regular alternation of minima and maxima. All possible maxima and minima were listed, then the succeeding increasing minima were filtered. Of all possible maxima the curve was characterized by the highest maximum between two selected minima. The resulting filtered data curve of MS values was then examined for periodicity. The average period time of eccentricity-related Milankovic cycle is 94.1 ky in D-1 and 92.3 ky in V-1 borehole section. The average period time of obliquity-related cycle is 49.5 ky in D-1 and 42.7 ky in V-1 borehole section. The mean variances are smaller than the half of the period times.

The model of sedimentation in the Körös subbasin is as follows: the Pleistocene succession was deposited of auto-cycles of 5-10 m valley depth rivers controlled by allocyclicly. The allocyclicly appears in the increased or

építették fel. Az allociklicitás egyrészt az autociklicitás (pl. meder-átvágódás) gyakoriságának növekedésében, illetve csökkenésében, másrészt a lefolyás és törmelékiszállítás változásain keresztül közvetlenül a rétegsor homokosabb vagy pelitesebb jellegének változásában mutatkozik meg.

decreased recurrence time of autocyclicity e.g. meander cut or crevassing. Allocyclicity is also reflected directly through the changes in discharge and sediment transport capacity of the rivers producing alternating pelitic and sandy character of the serie.

Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézetben 1992 óta folyó medenceanalízis célja Magyarország területén különböző földtani korokban létrejött nagy süllyedékek feltöltődési törvényszerűségeinek megállapítása. 1998-ban indult meg a pleisztocénben süllyedő medencerészek vizsgálata. Mivel a Körösök medencéjében az 1970-es évek második felében mélyítették le szerkezetkutatási-, vízföldtani és mágneses kormeghatározási céllal a Dévaványa-1 és Vésztő-1 jelű magfúrásokat (FRANYÓ 1977, 1978a, b, COOKE et al. 1979), az alföldi pleisztocén üledékeknek a jelenkori követelményeknek is megfelelő újvizsgálatát és kiegészítő vizsgálatát — korábbi neves kutató-elődeink hírneves munkáira (KRIVÁN 1955, 1960, RÓNAI 1963, 1968, 1969, 1972, 1985, BACSÁK 1940, 1942, 1955) támaszkodva ebben az alföldi részmedencében indítottuk meg.

A kutatás egyik célja az üledékképződés és a klíma kapcsolatának az eddiginél teljesebb, az átfogó Alföld-kutatás lezárulása után megjelentetett nemzetközi alapkutatási eredmények alkalmazásán alapuló megismerése volt (BERGER 1984, 1988, HAYS et al. 1976, IMBRIE, IMBRIE 1980). Ez önmagában is kiváló téma, a végső cél azonban a pleisztocén tagolhatóságának vizsgálata a medence-területeken.

A téma magában foglalta a két magfúrás rétegsorának üledéktani újvizsgálatát, különös tekintettel a 0,5–1 m-es mintavételei sűrűséggel, a fúrás mélyítésével egy időben elvégzett szemcseméret-closzlási elemzések eredményeinek ciklussztratigráfiai feldolgozására (NÁDOR et al. 2000, 2003a). Új mintagyűjtéssel — átlagosan 1 m-es mintavételei sűrűséggel — készültek el a mágneses szuszceptibilitás mérései (LANTOS in NÁDOR et al. 2003b), a homok üledékekből pedig új nehézasvany mintákat vizsgáltunk a lehordási területek tisztázása érdekében (THAMÓ, KERCSMÁR 2000, THAMÓ et al. 2002). A két alapfúrás őslénytani adatait részben publikációkból (KROLOPP 1977, 1978, 1985, MIHÁLTZNÉ FARAGÓ 1982, RÓNAI 1985), részben kéziratok anyagokból gyűjtöttük össze, ezek egy részét őskörnyezeti szempontból átértékeljük (SÜMEGI in NÁDOR et al. 2003). Sajnos, különösen a pollenvizsgálati eredmények nagy részét nem tudtuk felhasználni a túl nagy vizsgálati mélységközök miatt (egy 40 ezer éves ciklus átlagosan 5–10 m rétegvastagságú).

A felesleges ismétlések elkerülése érdekében az alábbiakban röviden összefoglaljuk NÁDOR et al. (2000) legfontosabb megállapításait és eredményeit abból a célból,

hogy a jelen cikk kiindulási helyzete érthetővé váljon. Nádor és munkatársai (NÁDOR et al. 2000):

— megvizsgálták és ismertették két, végig magvételes, folyamatos üledékképződéssel jellemzett, nagyvastagságú, folyóvízi fúrású rétegsor mágneses szuszceptibilitásváltozásait;

— kimutatták, hogy a mágneses szuszceptibilitás értékei a Körös-medencei fúrásokban szoros kapcsolatban vannak az üledék magnetittartalmával (a finomszemcsés képződményekben feltétlenül számolni kell az agyagásványok mágnesezhetőségével is);

— megállapították, hogy a D-1 és V-1 fúrások rétegsoraiban az átlagos szemcseátmérő és a mágneses szuszceptibilitás görbéi ciklikus jellegűek;

— a ciklicitás a hagyományos glaciális-interglaciális-interstadiális rendszerbe nem volt beilleszthető, mert azoknál kisebb periódusidejű változásokat mutatott;

— az átlagos szemcseátmérő (Mz, l. FOLK, WARD 1957) és a mágneses szuszceptibilitás görbéi a periódusidők te-kintetében a tengeri oxigénizotóp-görbével mutattak hasonlóságot (l. a 3. ábrát az idézett cikkben az ODP 677-es mélytengeri fúrás adataival, SHACKLETON, OPDYKE 1976 nyomán);

— az utolsó 1 millió évben mindkét görbe az excentricitás 100 ezer éves ciklusait követte (vö.: IMBRIE, IMBRIE 1980, SHACKLETON 2000), a 2,58–1,00 millió év közötti 1,58 millió évben pedig a Föld tengelyferdeségének 40 ezer éves ciklicitásával mutatott jó korrelációt;

— a szuszceptibilitás magas értékeinek meleg, illetve alacsony értékeinek hideg klímához tartozását a szuszceptibilitás- és az Mz-értékeknél kisebb mintasűrűségű és rendszertelenebb mélységközönkénti őslénytani (pollen- és puhatestű-) adatok számos esetben igazolták;

— az üledékes ciklusok homokcsúcsai nagyrészt felmelegedést jelző szuszceptibilitás-, illetve oxigénizotóp-csúcsokkal estek egybe, azaz nagy mennyiségű homok lerakódása ebben a medencebelseji övezetben a meleg klímazakaszokhoz köthető;

— ősföldrajzi modelljük szerint valószínűleg jelentős különbség van a medenceperemi és medencebelseji rétegsorok között: a medenceperemhez közeli területeken durva szemű anyag-felhalmozódás valószínűleg a hideg időszakokban is történt, a medence belsejébe azonban vastagabb homok üledék a meleg periódusokban érkezett.

Felvetették annak a lehetőségét, hogy a tengeri oxigénizotóp-összetétel és a mágneses szuszceptibilitás görbéjének hasonlósága, azaz periódusidejüknek azonos időben, azonos módon való megváltozása nem véletlenszerű, hanem azért

jelentkezik, mert mindkét változó a Föld pályaelem-változásaival (Milanković-ciklusok, vö.: MILANKOVIĆ 1930, 1941, BERGER 1984) van összefüggésben.

A szelvények vizsgálatát folytatva igyekeztünk kiküszöbölni azt a fennálló nehézséget, hogy földrajzilag és ökoszféritileg igen távoli leülepedési helyszínek tulajdonságait hasonlítjuk össze. A probléma megoldására azt a közismert tényt használtuk fel (l. pl. BERGER 1978), hogy az oxigénizotóp-görbe változásai a Föld pályaelem-paramétereinek különböző mértékű, de együttes hatását tükrözik. Ezért először a tengeri oxigénizotóp-görbét, majd a szuszeptibilitásgörbéket azonos időskálán az excentricitás, a tengelyferdeség- és a precesszió-görbékkel (LASKAR et al. 1993) hasonlítottuk össze. Célunk volt az is, hogy a mágneses szuszeptibilitásértékekből valamilyen algoritmus vagy algoritmus jellegű összefüggés segítségével — a szelvényenként 6–6 mágneses forduló időadatainak felhasználásával — a szuszeptibilitásgörbék periódusidőit kiszámítsuk és matematikai módszerekkel is megvizsgáljuk, hogy valóban közel állnak-e ezek az értékek a 100 ezer és 40 ezer év periódusú ciklusokhoz.

Amennyiben a 40 ezer és 100 ezer éves periódusok elfogadható pontossággal és reprodukálható módon kimutathatók ebben a két fűrásban, ez magában foglalja annak a lehetőségét is, hogy a Milanković-ciklusok segítségével a rétegsort csillagászati eszközökkel finom-rétegtanilag tagoljuk (az ún. astronomical tuning a legújabb kutatások és közlések szerint napjainkban a pleisztocén időrétegtan egységítésének igen hatékony eszköze l. pl. BERGER 1997).

A tengeri oxigénizotóp-görbe és a pályaelem-változások vizsgálata

A pályaelem-változási görbék szabályossága

A görbék szabályosságát azért kell megvizsgálni, mert a periódusidők matematikai meghatározásánál ez döntő fontosságú (BERGER 1984). Amennyiben a pályaelemgörbék már magukban sem szabályosak, illetve lefutásukat

más hatók a görbék különböző pontjain — vélhetően valamilyen szabályossággal, de matematikailag nehezen leírható módon — is befolyásolják, nem fogunk olyan egyszerű algoritmust találni, ami a kérdéses 2,58 millió évben mechanikusan alkalmazható lenne.

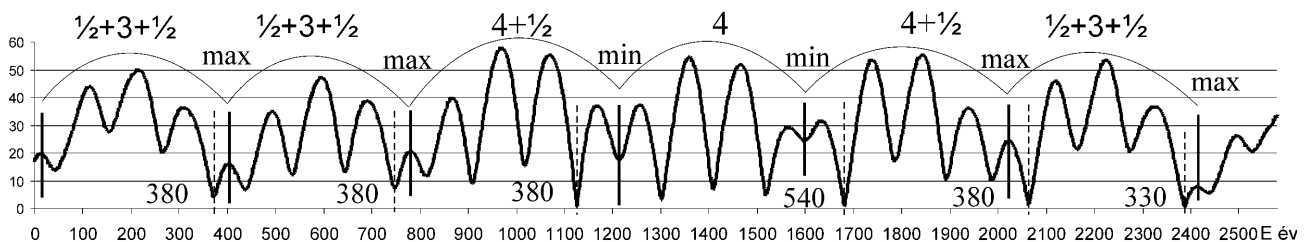
A *precesszió görbét* azért nem vizsgáljuk, mert az oxigénizotóp-görbe periódusideje a vizsgálandó 1,58 millió éves szakaszon a tengelyferdeség-görbe körülbelül 40 ezer éves periódusidejével egyezik. A precesszió kb. 17–19 ezer éves ciklusai szuszeptibilitásgörbéinken nem jelennek meg követhető szabályossággal.

Az *excentricitásgörbe* (1. ábra) nagyon jól mutatja a 100 ezer éves periódusidejű ciklusokat, bár a 2,5 millió év alatt 26 teljes ciklus fejlődött ki, tehát a periódusidő valamivel kevesebb, mint 100 ezer év (átlag: 95,6 ezer év, szórás: 17,1; átlagtól való eltérés: 13,8 ezer év).

A görbe maximumainak és minimumainak lefutása jól kirajzolja a körülbelül 400 ezer éves ciklusokat. Ha a ciklushatárokat az excentricitás-minimumokhoz rendeljük, a periódusidő 341,1 ezer év (szórás: 76,0; átlagtól való eltérés: 52,4 ezer év). Ha a ciklust úgy definiáljuk, hogy minden negyedik 100 ezer éves alciklus maximumánál legyen a 400 ezer éves ciklus határa, akkor az 5. és 6. ciklusnál már 60–80 ezer év eltérés adódik az 5×400 ezer, illetve 6×400 ezer évhez képest. A legjobb eredményt az ábrán folytonos vonallal jelzett megoldás adja (periódusidő: 398 ezer év, szórás: 48,7; átlagtól való eltérés: 36,0 ezer év), ebben az esetben azonban ciklushatár 4 esetben maximumra, 2 esetben minimumra esik, és ennek megfelelően 1 esetben 4, 3 esetben 3 + két fél, 2 esetben 4+ egy fél ciklus alkot egy-egy 400 ezer éves ciklust.

A *tengelyferdeség-görbe* a pleisztocén ideje alatt a minimumokra számítva 40,63 ezer év periódusidejű, a szórás 3,24, az átlagtól való eltérés 2,05 ezer év.

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy a kérdéses 2,58 millió évben — nem rendszeres időközönként jelentkező fáziseltolódások miatt — sem az excentricitásgörbe, sem a tengelyferdeség-görbe nem mutat egyszerű függvénnyel leírható periodicitást a pleisztocén korban.

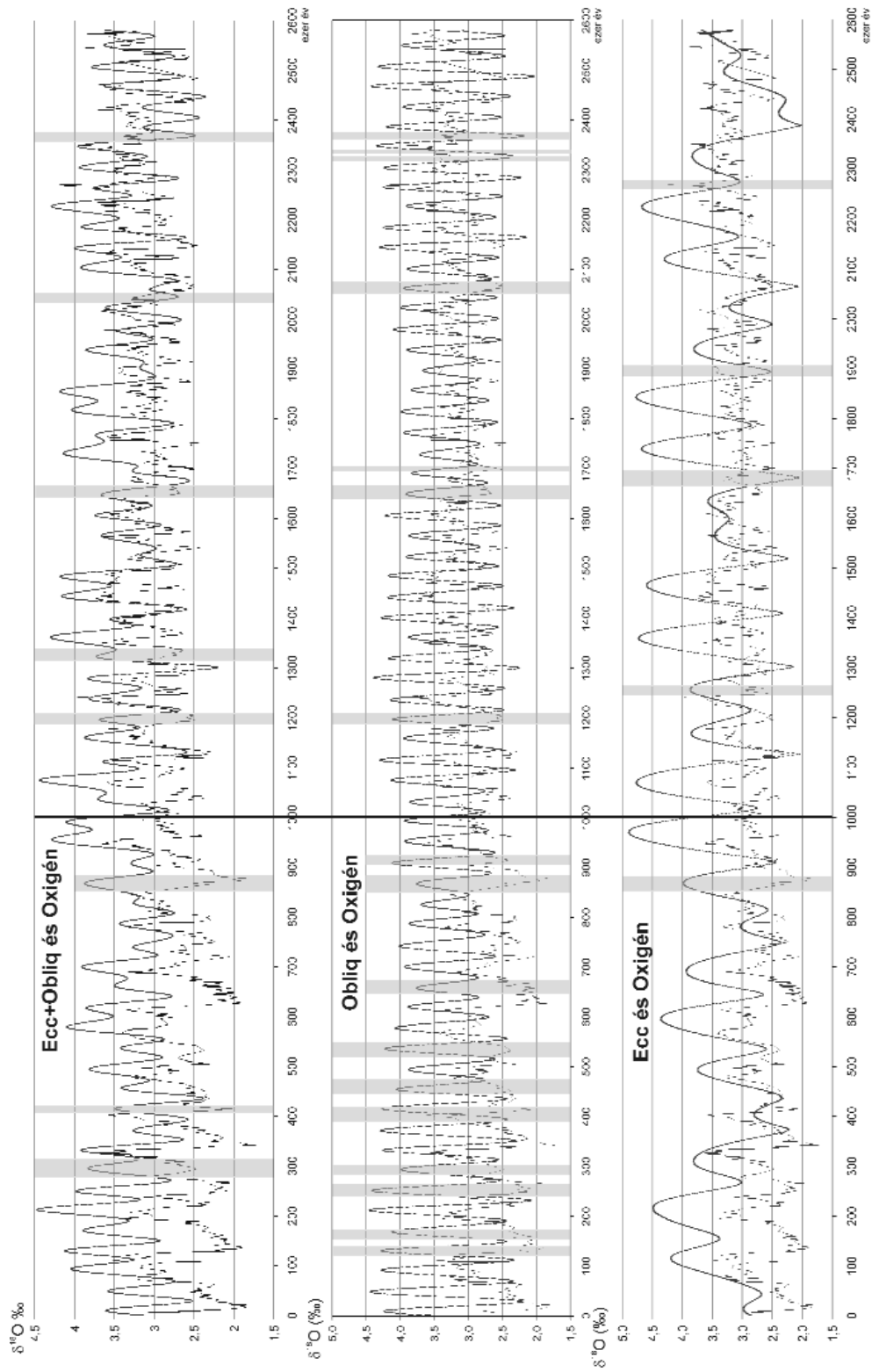


1. ábra. Az excentricitásgörbe 100 ezer és 400 ezer éves ciklusai

A 400 ezer éves ciklusok kijelölése a legkisebb minimumok alapján (szaggatott vonal) nem ad kellő pontosságot a periódusidőre (l. a számmal is kiírt periódusidőket). Folytonos vonal: szabályoshoz közelebb álló 400 ezer éves ciklusok határa (az 1,2 és 1,6 millió év környezetében a periódushatár nehezen jelölhető ki a 400 ezer évenkénti minimum-hely megkettőződése miatt, ezért a ciklushatár a vizsgált 2,4 millió éves szakaszon előbbi két esetben minimumra, többi esetben maximumra esik

Figure 1. 100 ky and 400 ky cycles of eccentricity curve

Outline of 400 ky cycles on the base of lowest minima (dashed line) does not give the required accuracy as regards period times (see the big numbers on this figure). Solid line marks the the values approaching better 400 ky period times (in the vicinity of 1.2 and 1.6 Ma the termination of the cycles can be lined out with trouble because of the two nearly equal minima. Of this perturbation the cycle limit in this 2.4 Ma period cuts minima in two cases and maxima in the others



2. ábra. Az ODP 677 jelű mélytengeri fúrás adataiból készített oxigénizotóp-görbe (vékony vonalak) összefüggése a pályaelemgörbékkel (vastag vonalak) a pleisztocén 2,58 millió évnél időtartamára

A szürkével kiemelt zónákban a görbék kitérése ellentétes (a fáziseltolódás meghaladja a fél periódusidőt). A pályaelemgörbét Laskar és szerzőtársai (LASKAR et al. 1993) adataiból szerkesztettük

Figure 2. Relationship of the oxygen isotope curve drawn from marine ODP 677 site data (thin lines) and orbital curves (heavy lines) for the 2.58 Ma Pleistocene. In the grey parts the curves' deflections are opposite (the phase-delay exceeds the half of the period time). The orbital curves were drawn of Laskar and colleagues' data (LASKAR et al. 1993)

Az oxigénizotóp-görbe kapcsolata a pályaelem-változási görbékkel

A klímaingadozásokat elsősorban hőmérsékleti szempontból jól leíró tengeri oxigénizotóp-görbe (SHACKLETON, OPDYKE 1976) ciklicitásának periódusidő vizsgálatára az oxigénizotóp-görbét az excentricitás és a tengelyferdeség egyedi görbéjével, valamint az excentricitás és tengelyferdeség összeggörbéjével hasonlítjuk össze (2. ábra). Látható, hogy az oxigénizotóp-görbe lefutása mindhárom görbével hasonlóságot mutat. A hasonlóság mértékét csak empirikus módon, vizuálisan vizsgáltuk a görbék minimum- és maximumpontjai környezetében. A görbék összehasonlításának természetesen megvannak a pontos matematikai módszerei, de a szuszceptibilitásgörbék vizsgálatából várható végeredmény pontossága ebben az esetben nem indokolta a pontos korrelációt.

Amikor azt elemezzük, hogy az üledékanyag egyes fizikai-kémiai jellemzői ciklusosságot mutatnak, és a felismert ciklusosság periódusidejét meghatározva azokat összehasonlítjuk a Föld pályaelem-változásainak periódusidőivel, akkor csak egy tényt állapítunk meg: egyezik, nem egyezik vagy valamilyen közelítéssel egyezik. Nyilvánvaló, hogy a klímára a pályaelem-változások eredőjeként változó *inszoláció* mennyisége és eloszlása hat a legnagyobb mértékben. Az inszoláció változásait — az őstérszínről nem is beszélve — azonban nem ismerjük olyan mélységben és részleteiben, hogy csak erre vezessük vissza a periódusos klímaváltozásokat (vö.: BERGER, LOUTRE 1991). Ezért véleményünk szerint van értelme annak, hogy egyes pályaelemek periódusidőit az észlelt szuszceptibilitás, Mz stb. periodicitásával hasonlítsuk össze — amint azt más szerzők is teszik —, még akkor is, ha a közvetlen hatásmechanizmust még nem ismerjük.

A görbék egyezését a ciklusonkénti fáziseltolódás mértéke szerint vizsgáljuk, a lehető legegyszerűbb módon: jó az egyezés, ha a csúcsok egybeesnek, közepes, ha a fáziseltolódás nem nagyobb a fél periódusidő harmadánál,

de nem éri el a fél periódusidőt és rossz, ha ellentétes kitérésű a két görbe. Az adatokat az 1. táblázatban foglaltuk össze. Az egyezést számszerűleg az

$$A = \frac{\text{jó+közepes}}{\text{rossz}}$$

arányzámmal jellemeztük. Ezzel mindhárom számértéket egy kifejezésbe rendeztük, és elvégezhetjük az összehasonlítást. (Az összesen sorban az arányt természetesen közvetlenül az adatokból számoltuk, ami közelítőleg a két fölötté lévő érték átlaga.)

A *legrosszabb egyezés* a tengelyferdeség-oxigénizotóp pár utolsó 0–1 millió éves szakaszán jelentkezik ($A = 1$). Figyelemre méltó, hogy 850–920 ezer évnél, 1,2–1,35 millió év tájékán, valamint 1,6–1,7 millió évnél mind a három görbepárnál rossz korreláció adódik (ez felveti azt a gyanút, hogy a rosszabb egyezés esetleg a tengeri oxigénizotóp-görbe pontatlanságából adódó fáziseltolódás következménye is lehet). Az összeggörbe zónáinak egybeesése az excentricitás valamint a tengelyferdeség görbepárral azt mutatja, hogy melyik pályaelem fáziseltolódása okozza az eltérést.

A fáziseltolódások oka olyan harmadik, esetleg több ható, amely tengelyferdeség vagy az excentricitás minimum- vagy maximumértékei közelében erősebb hatást gyakorol a klímán keresztül az oxigénizotóp-görbe lefutására, mint egyébként.

Megállapításaink:

— a maximumok egyezése mindegyik görbepár esetén jobb, mint a minimumoké;

— a teljes görbére, 2,58 millió évig a legjobb egyezést a három görbepár közül az excentricitás-tengelyferdeség összeggörbe és a $\delta^{18}\text{O}$ görbéje adja;

— az egész időtartamra az excentricitás- és az összeggörbe körülbelül azonos módon viselkedik ($A_{\text{exc}} = 4,0$ és $A_{\text{összeg}} = 4,7$);

— 1,00 millió évig az excentricitás- és $\delta^{18}\text{O}$ -görbe kapcsolatát jellemző legmagasabb érték: $A = 6,0$, 1,00 millió évtől 2,58 millió évig az excentricitás-tengelyferdeség összeggörbe/ $\delta^{18}\text{O}$ jellemző A értéke 11,8.

1. táblázat. Az oxigénizotóp-görbe (ODP 677) és a pályaelem-változási görbék összehasonlítása

Table 1. Comparison of oxygen isotope curve (ODP 677) with orbital curves

Görbetípus		A különböző minősítésű egyezések gyakorisága (db)														
		0,00 2,58 millió év között					0 1,00 millió év között					1,00 2,58 millió év között				
		jó	közepes	jó+közepes	rossz	Λ	jó	közepes	jó+közepes	rossz	Λ	jó	közepes	jó+közepes	rossz	Λ
Excentricitás és $\delta^{18}\text{O}$	max.	23	2	25	3	8,3	10		10	1	10,0	13	2	15	2	7,5
	min.	10	9	19	8	2,7	5	3	8	2	4,0	5	6	11	6	1,8
	össz.	33	11	44	11	4,0	15	3	18	3	6,0	18	8	26	8	3,8
Ferdeség és $\delta^{18}\text{O}$	max.	37	12	47	13	3,5	7	6	13	11	1,2	30	6	36	2	18,0
	min.	24	17	41	22	1,9	3	9	12	13	0,9	21	6	27	9	3,0
	össz.	61	29	88	35	2,5	10	13	25	24	1,0	51	12	63	11	5,7
Exc.+ferdeség és $\delta^{18}\text{O}$	max.	47	8	55	8	7,0	16	4	20	5	4,0	31	4	35	3	11,6
	min.	31	18	49	14	3,5	6	7	13	11	1,2	25	11	36	3	12,0
	össz.	78	26	104	22	4,7	22	11	33	11	3,0	56	15	71	6	11,8

Mindebből azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az excentricitásgörbe a legfiatalabb 1,00 millió évre, az excentricitás-tengelyferdeség összeggörbe az 1,00 és 2,58 millió év közötti időre képezi le jobban a földi pályaelemek és a klíma (azon belül is a hőmérséklet-változások) közti összefüggést.

A mágneses szuszceptibilitás adatsűrűsége a vizsgált fúrásokban a tengeri izotóp adatokéhoz képest kisebb, és értékét a törmelékes kőzetekben a szemcseméret is befolyásolja (NÁDOR et al. 2000). Ezért foglalkoztunk ennyire részletesen az oxigéngörbére vonatkozó tulajdonságok megismerésével, mert a szuszceptibilitás- és az oxigénizotóp-görbe hasonlósága következtében a szuszceptibilitás ciklicitásvizsgálatánál már tudni fogjuk, hogy adatainkat milyen időtartamban melyik pályaelem görbéjével hasonlítsuk össze.

Az oxigénizotóp-görbe és a két pályaelemgörbe összehasonlítása, az aszimmetria

A 2. ábrán jól megfigyelhető, hogy a tengervíz-hőmérsékletet jól leíró oxigénizotóp-görbe aszimmetrikus, ellentétben az excentricitás, a tengelyferdeség-görbével és a tengelyferdeség-excentricitás összeggörbével. A tengervíz hőmérsékletének változása a hűlés irányában (nagyobb $\delta^{18}\text{O}$ -értékek) — az értékek szórása ellenére — fokozatosabb, mint a melegedés irányában (kisebb $\delta^{18}\text{O}$ -értékek). Az aszimmetria legfontosabb oka, hogy a szárazföldeken felhalmozódott nagy tömegű jég elolvadása és a tengerszint emelkedése — az albedó jelenléte és a halmazállapot-változáshoz szükséges hőmennyiség nagysága miatt — csak bizonyos késéssel követheti a pályaelem-változástól adódó, a Napból származó és a Földre jutó hőmennyiség növekedését.

Az oxigénizotóp-görbére tehát jó közelítéssel egy nem tengelyszimmetrikus, 100 ezer éves illetve 40 ezer éves periódusidejű szinusz-görbét illeszthetünk. Ilyen aszimmetrikus szinusz-görbét valószínűleg a mágneses szuszceptibilitás és az átlagos szemcseméret görbéihez is rendelhetünk, mivel az aszimmetriát okozó hatások mind a szárazföldön, mind a tengerben egyaránt hasonló hőmérséklet-változást okoztak.

Alkalmazható összefüggés keresése a szuszceptibilitásgörbe periódusidőinek meghatározására — mérvadó maximumok és minimumok keresése

A szuszceptibilitásgörbe és a pályaelemgörbék összehasonlítása csak akkor lehetséges, ha a mért szuszceptibilitásadatokhoz időt és nem mélységet rendelünk. Mindkét fúrásból rendelkezünk az egyes mágneses normál- vagy fordított polaritásszakaszok határainak 6-6 koradatával. A többi időértéket lineáris interpolációval képeztük. Ezzel a lépéssel, ha korlátozott pontossággal és viszonylag kevés alapadattól is, de olyan szuszceptibilitásgör-

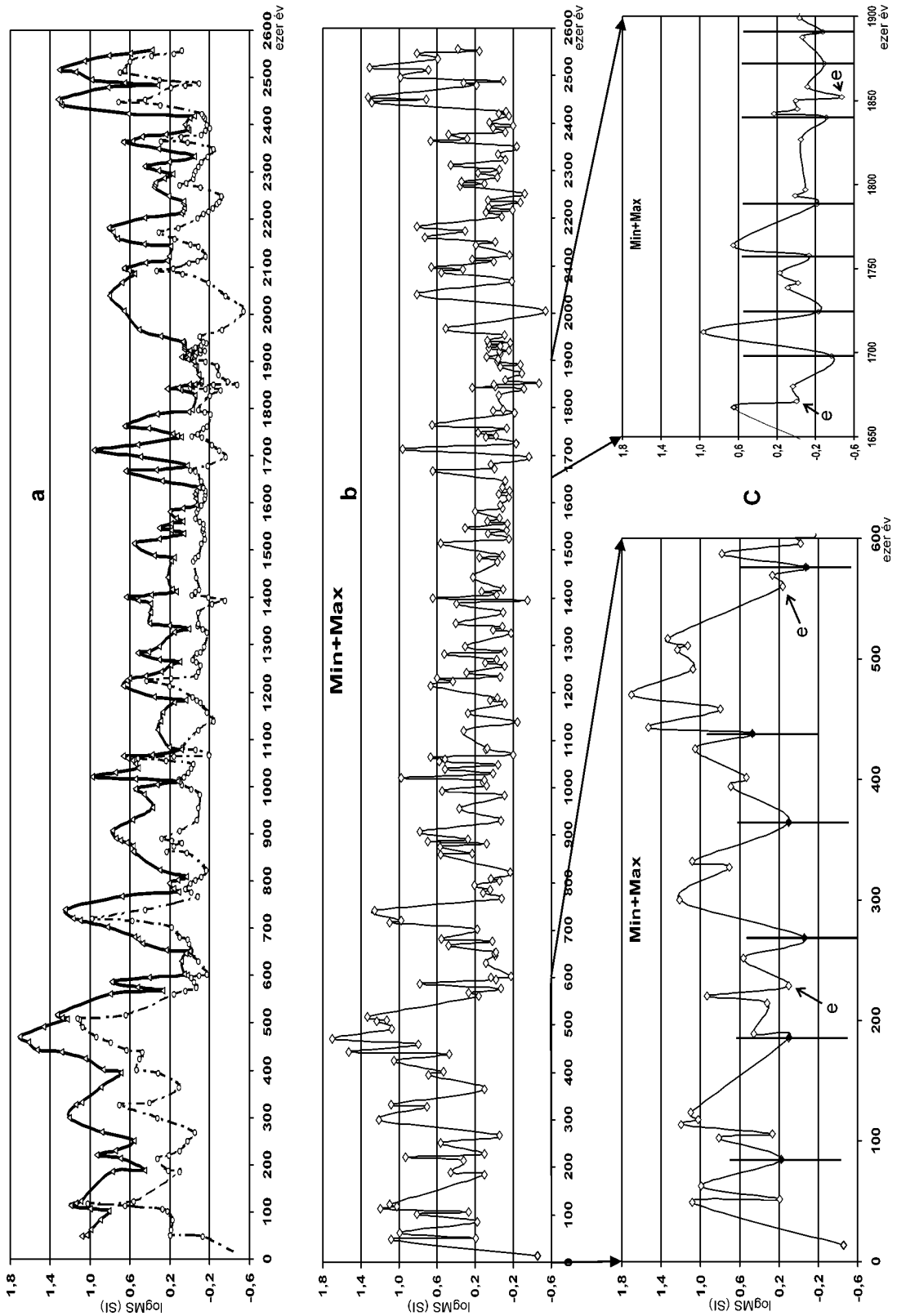
béhez jutottunk, amely már alkalmas a periódusidők vizsgálatára.

Az oxigénizotóp, a szuszceptibilitás és az átlagos szemcseméret görbéinek közös jellemzője, hogy a mért értékek egymásutánja kisebb és nagyobb, nem állandó periódusidejű változásokat mutat. Ha ezt földtanilag értelmezni akarjuk, az oxigénizotóp-görbére feltételezhetjük, hogy a nagyobb periódusidejű ciklicitás a klímaváltozást, a kisebb periódusidejű változások pedig a klímaingadozást jelzik. A szuszceptibilitás és az átlagos szemcseméret görbéire kiterjesztve szintén megállapíthatjuk, hogy a görbék a minimumok és maximumok között a klímaváltozás szempontjából lényeges minimum- és maximumértékeket is tartalmaznak. Az átlag körüli ingadozást jelző, nem jelentős maximumok és minimumok kizárásával tehát elő kell állítanunk egy olyan illeszkedő aszimmetrikus görbét, hogy annak minimumai és maximumai a klímaváltozás szempontjából releváns értékeket adják meg. Ezekből számolható azután a kérdéses mért adatok ciklicitásának periódusideje.

Excel-ben a HA(MINX2X4=X3;X3;HAMIS) és a HA(MAXX2X4=X3;X3;HAMIS) logikai függvényekkel meghatároztuk és listáztuk a szuszceptibilitásgörbék összes lehetséges minimumait és maximumait. A 3. ábrán a lehetséges maximumok és minimumok görbéi (a) és összeggörbéjük (b) látható. A 3. ábrán (b) kitűnik, hogy a szuszceptibilitás minimumai sorrendben legtöbbször fokozatos emelkedést, majd hirtelen csökkenést mutatnak. Ezt a jellegzetességet általánosítva a szuszceptibilitásra úgy nyerhetünk releváns jelleggörbét, hogy mindazokat a minimumokat, amelyek az előzőhöz képest növekedést mutatnak, nem vesszük figyelembe, és ezt a műveletet a görbe egészére elvégezzük. Ha egy minimumot közvetlenül egy nála kisebb minimum követ, akkor azt egy cikluszáró minimumnak vesszük. Ilyen módon egyszeres, illetve kétszeres vagy többszörös (pl. 500 ezer év környezetében, 3. ábra, c) minimumcsoportot tartalmazó ciklusok jönnek létre a szuszceptibilitásgörbékéből. A 4. ábra a vésztői fúrás szuszceptibilitásciklusait mutatja a mért adatokkal és a periódusidő számítására felhasználható „mérvadó” maximumokkal és minimumokkal. A mérvadó minimumok képzésének fenti algoritmusától akkor térünk el, ha 3 vagy több, az előzőhöz képest emelkedő minimumot közvetlenül két csökkenő minimum követett: ilyen esetben a második, kisebb minimumot tekintettük mérvadó minimumnak (l. kb. 230 és kb. 1670 ezer évnél, 3. ábra, c).

A mérvadó maximumok képzésére több mód kínálkozik (pl. minimumhoz legközelebbi maximum, ciklus félperiódusához tartozó maximum stb.), a lehetőségek közül azt választottuk, hogy a szuszceptibilitásgörbék két minimumérték közötti legnagyobb maximummal jellemezzük.

A 4. ábrán láthatjuk, a vésztői fúrás szuszceptibilitásadatai és a fenti összefüggéssel megállapított minimumokból és maximumokból képzett görbe a 0,00–2,58 millió éves időintervallumban a szuszceptibilitás jó jelleggör-

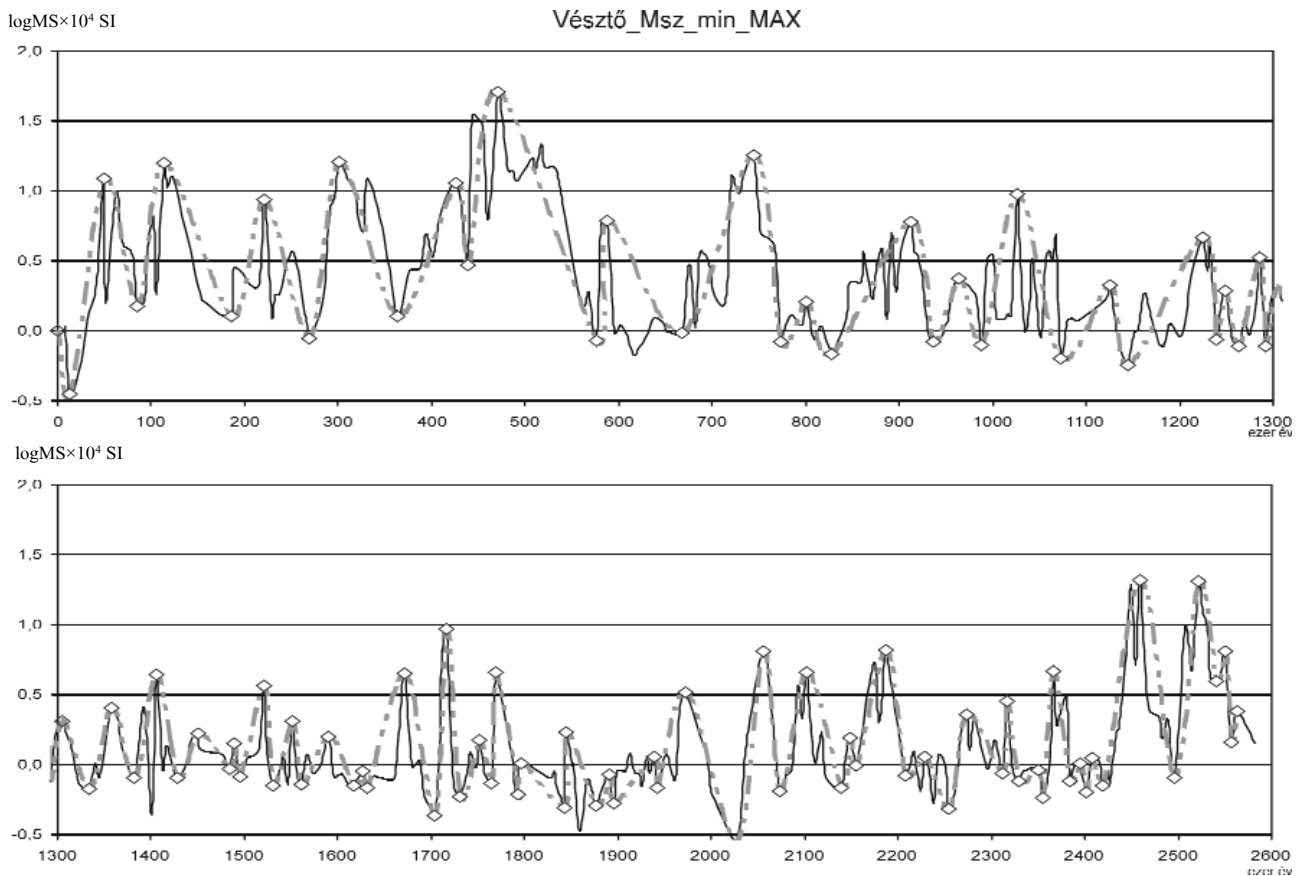


3. ábra. A mágneses szuszceptibilitásgörbe (V-1 fúrás) maximum- és minimumkereső feldolgozása.

a — a lehetséges maximumok (felső) és minimumok (alsó) görbéi, b — a maximumok és minimumok összeggörbéje, c — az összeggörbe részletci, ciklushatár: függőleges vonal, c = extra minimum

Figure 3. Searching for minima and maxima of the magnetic susceptibility proxy of V-1 borehole section

a — all possible maxima (upper curve) and minima (lower curve), b — additive curve of minima and maxima, c — details of additive curve, end of cycle: vertical line, c = extra minimum



4. ábra. Szűrt mágneses szuszeptibilitás értékek a Vészto V-1 fúrásban
Folyamatos vonal: összes adat, szaggatott vonal: szűrt adatokból szerkesztett görbe

Figure 4. Filtered values of MS in Vészto V-1 borehole section
solid line: curve of the maxima, dashed line: curve of the minima

béjét adja. Ahol a két görbe jelentősebben eltér, azt vagy a szuszeptibilitás értékeinek anyagminőségtől (homok, agyag) való függése, vagy fáziseltolódás, vagy kisebb periódusidejű ciklus jelentkezése okozza.

Periódusidők a D-1 és V-1 fúrás mintáin mért mágneses szuszeptibilitás értékeiből

A fentiekben részletesen ismertetett eljárással sikerült egy olyan jelleggörbét nyernünk a szuszeptibilitás értékeire, amely a periódusidők tekintetében megfelelő közelítésűnek látszik. A minimumok ritkításának fenti módja aszimmetrikusság tekintetében hűen tükrözi az oxigénizotóp-görbével kapcsolatos állításunkat: a szuszeptibilitás minimumértékei is lassú növekedést, majd hirtelen csökkenést mutatnak, tehát a szárazföldi jég felhalmozódása által befolyásolt hőmérséklet-változásokkal állhatnak kapcsolatban.

A két fúrásban a szuszeptibilitás jelleggörbéinek minimumain végeztük el a periódusidő számítását (2. táblázat).

Külön ki kell emelnünk, hogy a periódusidők kiszámításánál a szuszeptibilitás értékeihez az időt két mágneses térfordulás között lineáris interpolációval nyertük, ami nyilvánvaló hibát okoz. Ezért véleményünk

szerint a nyert periódusidők és az átlagtól való eltérések megfelelően alátámasztják a 100 ezer és 40 ezer éves ciklusok kimutathatóságát a szuszeptibilitásgörbéken. Amennyiben sikerülne csúsról csúcsra (azaz legalább oxigén-emeletenként) a párhuzamosítást elvégezni, és ennek megfelelően, a rendelkezésre álló adatokat felhasználva az eredményt ellenőrizni, a Milankovič-ciklusok a két fúrásban egészen nagy felbontású, csillagászati korbeosztást (astronomical tuning) eredményeznének (BERGER 1988, 1997, HILGEN 1991).

Diskusszió

Mintavétel, adatsűrűség

A D-1 és V-1 fúrás maganyaga jelenleg is mintázásra alkalmas állapotban van, nyerhető belőlük léggöri oxidáció hatásától mentes kőzetanyag, a pontosság a mintavételi mélység tekintetében azonban a leírás idején reális 5–10 cm-ről kb. átlagosan 20–30 cm-re, egyes szakaszokon 1 m-nyire romlott. Ilyen intervallumokból már nem vettünk mintát, de szerencsére kevés ilyen szakasz volt.

A mintavétel sűrűségét a kutatás tervezésekor a várható periódusidők figyelembe vételével állapítottuk meg: 1 m

2. táblázat. A fúrásokban kapott mágneses szuszceptibilitásgörbék klímaváltozást jelző minimumaiból számított periódusidők

Table 2. Period times computed from minima referring to climatic changes of borehole MS data

a) Dévaványa D-1				b) Vésztő V-1			
idő (ezer év) T	szuszc. min. logarit- musa ($\times 10^4$ ST)	periódus- idő (ΔT)		idő (ezer év) T	szuszc. min. logarit- musa ($\times 10^4$ ST)	periódus- idő (ΔT)	
40,76	-0,047						
157,40	-0,191	116,65		13,53	-0,455		
276,16	0,070	118,76	100 EZER ÉVES CIKLUSOK	84,40	0,175	70,871	100 EZER ÉVES CIKLUSOK
405,46	0,047	129,30		185,56	0,101	101,167	
453,94	-0,050	48,49		268,88	-0,055	83,314	
536,16	0,239	82,22	Dévaványa (min)	364,09	0,103	95,216	
627,51	0,283	91,35	ezer év	438,21	0,472	74,117	
697,78	-0,042	70,27	96,17	576,17	-0,070	137,955	
796,89	0,123	99,11	24,87	667,05	0,018	90,888	Vésztő (min)
887,76	0,094	90,87	19,53	772,55	0,081	105,495	ezer év
				827,50	0,170	54,952	92,25
1002,45	0,004	114,68		936,00	0,075	108,500	23,27
1054,01	0,002	51,56					17,42
1101,19	0,106	47,18		988,50	0,106	52,50	
1170,62	0,081	69,43		1072,99	0,198	84,49	
1201,21	0,184	30,60		1145,35	0,242	72,36	
1222,98	0,117	21,77		1239,23	0,065	93,89	
1264,76	0,035	41,78		1263,15	0,109	23,92	
1300,06	0,047	35,30		1291,26	0,112	28,11	
1347,14	0,068	47,07		1333,12	0,174	41,86	
1394,80	0,103	47,66		1380,96	0,092	47,84	
1434,81	0,097	40,01		1428,80	0,097	47,84	
1476,00	0,014	41,19		1483,82	0,035	55,02	
1517,18	0,174	41,19		1495,78	0,086	11,96	
1578,97	0,208	61,78		1530,46	0,154	34,68	
1634,86	0,223	55,90		1560,36	0,142	29,90	
1734,89	0,161	100,03		1617,77	0,151	57,41	
1764,31	0,035	29,42		1632,12	0,164	14,35	
1814,34	0,117	50,03		1702,68	0,363	70,56	
1862,19	0,201	47,85		1730,19	0,227	27,51	
1888,97	0,151	26,78		1763,68	0,135	33,49	
1988,43	0,092	99,46		1793,20	0,212	29,52	
2044,50	0,109	56,07		1842,00	-0,310	48,80	
2121,36	0,051	76,86		1876,40	-0,292	34,40	
2165,46	0,022	44,10		1895,20	-0,275	18,80	
2234,76	0,240	69,30		1942,00	-0,170	46,80	
2259,96	0,153	25,20		2027,28	-0,540	85,28	
2317,29	0,011	57,33		2073,10	-0,187	45,82	
2329,89	0,015	12,60	40 EZER ÉVES CIKLUSOK	2138,78	-0,164	65,69	
2375,25	-0,103	45,36		2154,24	-0,011	15,46	
2400,45	-0,154	25,20	Dévaványa (min)	2208,34	-0,081	54,10	
2436,36	-0,060	35,91	ezer év	2253,60	-0,319	45,26	
2500,62	-0,117	64,26	47,48	2311,56	-0,060	57,96	
2536,53	0,587	35,91	19,97	2328,67	-0,120	17,11	
2569,29	0,220	32,76	14,72	2355,72	-0,238	27,05	40 EZER ÉVES CIKLUSOK
				2384,42	-0,120	28,70	
				2400,98	-0,201	16,56	Vésztő (min)
				2419,75	-0,151	18,77	ezer év
				2495,93	-0,095	76,18	42,66
				2541,19	0,595	45,26	22,01
				2557,20	0,158	16,01	18,02

üledék átlagosan kb. 5000–6000 évet reprezentál. Az eredmények ismeretében a lassabb üledékképződéssel jellemezhető ártéri üledékeknel nagyobb mintavételi sűrűség esetén az egy-egy maximum-, illetve minimumponttal meghatározott ciklusok száma kevesebb lenne. Ez az ún. egyszerű ciklus nem igazán meggyőző. Mintahiányos szakaszokon esetleg egy-egy ciklus ki is maradhatott. Mindezek ellenére azt állítjuk, hogy a minimumok és maximumok ritkításának fent leírt rendje már elsőre jó közelítést adott. Ezen csak 10-nél kevesebbszer végeztünk utólagos korrekciót (pl. a lefelé szálló ágban két extra minimumot is a ciklushoz rendeltünk vö.: V–1, 2200–2260 ezer év között, vagy más módon, mint 1900–1940 ezer év között, l. 4. ábra.).

Medencesüllyedés, eróziós hiány, áthalmazódás

A Körös-medencében a süllyedés igen egyenletesnek mondható. A Dévaványa D–1 fúrás esetében 416 m, a Vésztó V–1 fúrás esetében 482 m ülepedett le és őrződött meg 2,58 millió év alatt. Ez 153, illetve 187 cm/ezzer év lát-szólagos üledékfelhalmozódási sebességet ad. Feltételezve, hogy a két fúrás környezetében a diagenézis egészen hasonló módon folyt le, az üledékvastagságot a medencesüllyedés kismértékű különbsége jelének tekintjük. Normál és fordított polaritású szakaszokként a lát-szólagos üledékfelhalmozódási sebesség a D–1 esetén 112 és 228, V–1 esetén 167 és 250 cm/ezzer év között változik.

JUHÁSZ et al. (2003) vizsgálatai szerint karotázis-alaktani és szedimentológiai vizsgálatok alapján a Körös-medencében a pleisztocénben medri, ártéri és vizenyős ártéri üledékképződés folyt; DK-en ezen kívül Komádi és Biharugra térségében a karotázis alapján disztális törmelék-kúp keletkezésű rétegtagokat is el lehetett különíteni. Rétegsoron belüli eróziós hiányt, illetve áthalmazódást — mivel a medence belsejéről, egyenletesen, de nem gyorsan süllyedő, gyakorlatilag sík területről van szó — véleményünk szerint csak mederátvágódások esetén kell feltételeznünk. Tekintettel arra, hogy a mederátvágódások értelemszerűen nem korlátozódnak mindig egy helyre, azok hatása valószínűleg nem jelent rendszeres hibát.

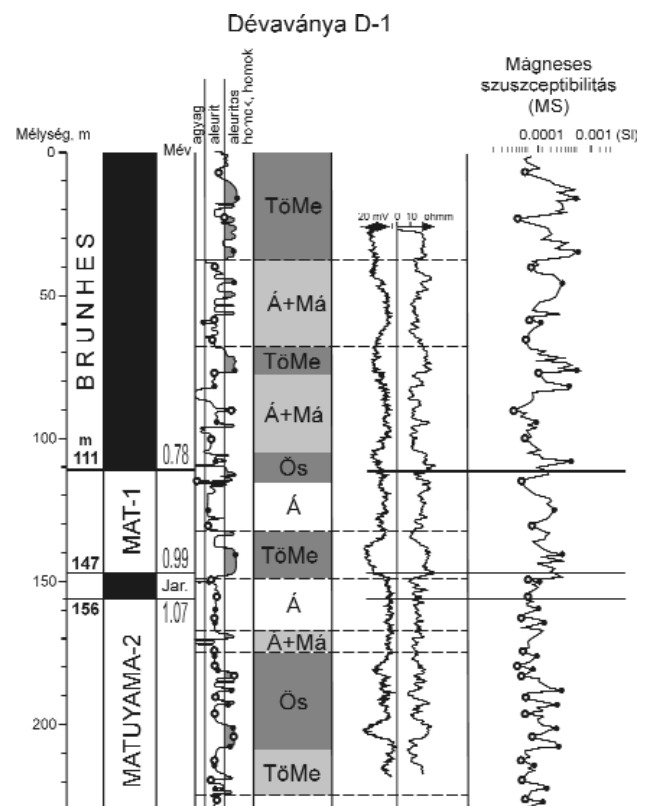
Autociklusok, allociklusok — üledékfelhalmozódási modell a Körös-medencére

Az autociklicitásnak és allociklicitásnak a vizsgált folyamatos rétegsorokban való megjelenési módját már NÁDOR et al. (2000, 2003a) is vizsgálták, és arra az eredményre jutottak, hogy a 15–20 m-ként uralkodóan homokos illetve pelites szakaszok váltakozása, valamint a várható autociklusok homokfelhalmozódási lehetőségeit meghaladó vastagságú homokos szakaszok jelenléte az autociklusok 10^2 – 10^4 év periódusidejét meghaladó, 10^4 – 10^6 év nagyságrendű Milankovič-ciklusokat mutatják.

Az 5. ábrán a D–1 fúrás egyszerűsített rétegszlopát, karotázsszelvényét és a mágneses szuszeptibilitás értékeit láthatjuk a mélység függvényében 225 m mélységig (kb.

1,6 millió évig). Az ábra a szuszeptibilitás görbéjére illesztett egyszerűsített jelleggörbe minimum- és maximumpontjainak eloszlását mutatja a fúrásban észlelt homokos és finomszemcsés üledékek eloszlásához viszonyítva. Minimumok és maximumok egyaránt vannak a pelites és a homokos szakaszokon. Az egyszerűsített fúrásszelvény mellett a leüledési környezetek oszlopát találjuk. A rendelkezésre álló üledéktani és fáciesadatok alapján, a karotázsszelvény alakelemzésével együtt az üledékes környezetet csak a legtágabb kategóriákra lehetett meghatározni. A kialakult kép alapján megerősödött az a véleményünk, hogy a 100 ezer és a 40 ezer éves Milankovič-ciklusok, allociklusként, a fúrás egész szelvényében — egy-két 40 ezer éves ciklus periódusidejének pontosságával — kimutathatók.

Jól szemlélteti a ciklicitás periódusidőit és azok azonos időben való (kb. 1 millió év körüli) megváltozását a két alapfúrásban a 6. ábra, amelyen a fúrások 6–6 paleomagne-

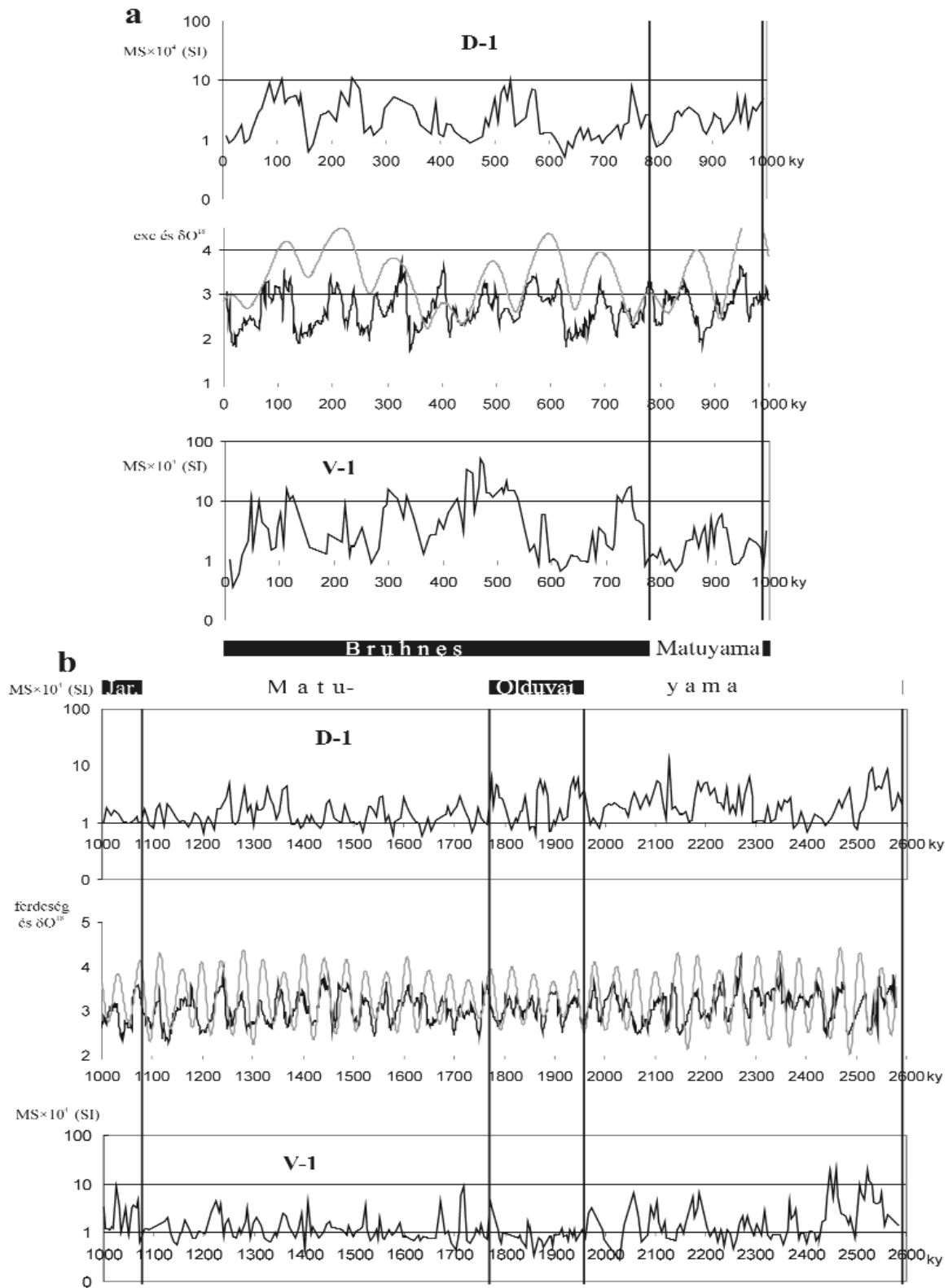


5. ábra. A Dévaványa D–1 fúrás rétegsora és a mágneses szuszeptibilitásgörbe a szűrt minimumokkal és maximumokkal

Üres kör = szűrés után megmaradt minimum, teli kör = kiválasztott maximum. A litológiai görbén a durvább szemcsés üledékekre eső szakaszokat színeztük. Jar. = Jaramillo, TöMe: többszörös (egymás felett települő) medersorozat, Á+Má = ártéri üledékek mederátvágódás következtében létrejött sorozatokkal, Ös = övzátanosorozat, Á = ártéri üledékek

Figure 5. MS curve of Dévaványa D–1 borehole section with the filtered minima and maxima

Empty circle: minimum after filtering, filled circle: chosen maximum. On the lithology column the parts of coarser sediment accumulation were coloured. Jar. = Jaramillo, TöMe: multiple channel sand (on top of each other), Á+Má = floodplain fines with crevasse sediments, Ös = point bar sequence, Á = floodplain fines



6. ábra. A mágneses szuszceptibilitás értékeinek változása a Dévaványa-1 és Vésztő-1 fúrásban

a — a közelítőleg 100 ezer év periódusidejű ciklusok görbéi, b — a közelítőleg 40 ezer év periódusidejű ciklusok görbéi. A szuszceptibilitás görbéit 6–6 paleomágneses kor (Brunhes vége, Jaramillo valamint Olduvai paleomágneses korszakok eleje és vége, Matuyama vége) időadatainak felhasználásával, 2–2 pont közötti lineáris interpolációval igazítottuk a vízszintes (idő)skálához

Figure 6. Variability of MS values of D-1 and V-1 borehole sections

a — curves of approx. 100 ky cycles, b — curves of approx. 40 ky cycles. The MS proxies were adjusted to the abscissa (time) axis by using 6 paleomagnetic ages (end of Brunhes, start and end of Jaramillo and Olduvian, end of Matuyama) per section. Between two points all the remaining values were computed by linear interpolation

ses kor szerint időskálára helyezett szuszceptibilitásgörbét az oxigénizotóp-, az excentricitás-, illetve a tengelyferdeség-görbékkel együtt ábrázoltuk.

Összefoglalás: a rétegsort tehát közepes medermélységű folyó (folyók?) allociklusok által is vezérelt autociklusai építették fel. Az allociklusok a Körös-medencében valószínűleg kétféle módon befolyásolták a rétegsor felépítését: egyrészt az autociklusok (pl. mederátvágódás) gyakoriságának növelésével vagy csökkentésével, másrészt a bejutó törmelékanyag mennyiségének és minőségének, valamint a lefolyásnak a változásain keresztül a rétegsor pelitesebb vagy homokosabb jellege által (ez a kétféle mód azonban gyökerében összefügg).

Következtetések

1. NÁDOR et al. (2000) vizuális bélyegek és a fúrásokból nyert mágneses korok alapján megvizsgálták a Dévaványa D-1 és Vésztfő V-1 fúrásban mért mágneses szuszceptibilitás görbéinek hasonlóságát az ODP 677 jelű mélytengeri fúrás foraminiferáin végzett mérésekből nyert oxigénizotóp-görbével. A kapcsolat a két görbe között a pályaelemek időbeli változásainak ciklusos jellegében mutatkozott meg, amely a klímán, szorosabb értelemben véve a hőmérsékleten keresztül mind a tengeri, mind a szárazföldi üledékképződésre hat. Mivel a mágneses szuszceptibilitás kb. 1 nagyságrendnyi ingadozása az anyagi minőségtől is függ (homok-, illetve agyagtartalom, részletesen I. NÁDOR et al. 2000), szükség volt az oxigénizotóp-görbe részletes vizsgálatára az orbitális ciklusok okozta hatások tekintetében. A jelen cikkben először azt elemeztük, hogy a három pályaelem (excentricitás, tengelyferdeség és precesszió) közül milyen időintervallumban melyiknek a változása szabta meg a tengervíz hőfokán keresztül a héjakba épült oxigénizotóp összetételét. Ezt az összehasonlítást az excentricitás és a tengelyferdeség görbéire, valamint az excentricitás-tengelyferdeség összeggörbéire végeztük el. Vizsgáltuk a pályaelemgörbék maximumainak és minimumainak egybeesését az oxigén-görbe csúcsaival (2. ábra, 1. táblázat). Az excentricitás-tengelyferdeség összeggörbe a teljes időtartamra a legjobb korrelációt adja, és az oxigénizotóp-görbe trendből kiugró csúcsait általában jól magyarázza (értelmezhetővé válnak a kis amplitúdójú kitérések). Végeredményben az utolsó 1,00 millió évben az excentricitás, az 1,00–2,58 millió éves időszakban a tengelyferdeség-excentricitás összeggörbe ciklicitása ismerhető fel az oxigénizotóp-görbén.

2. Megállapítottuk, hogy a nem rendszeres időközönként jelentkező fáziseltolódások miatt a pleisztocén korban sem az excentricitás, sem a tengelyferdeség-görbe nem mutat egyszerű függvénnyel leírható periodicitást.

3. A tengervíz hőmérséklet-változásait jól tükröző

oxigénizotóp-görbe a pályaelemgörbék szinuszgörbéivel szemben határozott aszimmetriát mutat. Ez a sajátosság a mágneses szuszceptibilitás görbéin is jelentkezik.

4. A szuszceptibilitás görbéinek vizsgálata a maximumok és minimumok eloszlásának megállapításával lehetséges. Logikai függvények segítségével a lehetséges összes maximumot és minimumot meghatároztuk.

5. A fúrásokban elvégzett paleomágneses vizsgálatokból nyert mágneses korok alapján a 0,00–2,58 millió év időtartamra az alsó korhatárral együtt 6–6 fúrásmélység/idő adattal rendelkezünk. A többi szuszceptibilitásértékhez lineáris interpolációval rendeltük az időértékeket.

6. A mágneses szuszceptibilitás görbéit a maximumok és minimumok szabályos váltakozása jellemzi. A lehetséges maximumok és minimumok halmazából a klímaváltozás szempontjából lényeges maximumokat és minimumokat a következő eljárás szerint jelöltük ki: nem vettük figyelembe mindazon minimumokat, amelyek az előző minimumhoz képest növekedést mutattak, két minimum között pedig a legnagyobb maximumot jelöltük ki mérvadó maximumnak. A leegyszerűsített jelleggörbét a vésztfői fúrás mért adatai mellett a 4. ábrán láthatjuk.

7. A 100 ezer éves ciklusok átlagos periódusidőire a Dévaványa-1 fúrásban 94,1, a Vésztfő-1 fúrásban 92,3 ezer év adódott. A 40 ezer éves ciklusok periódusideje 49,5, illetve 42,7 ezer év. A szórás a fél periódusidőnél kisebb. Az eredmény véleményünk szerint elfogadható, pontosabb közelítés abban az esetben lehetséges, ha megbízható módon a csúcstről csúcsra való párhuzamosítás is megvalósítható lenne.

8. A rétegsort közepes medermélységű folyó (folyók?) allociklusok által is vezérelt autociklusai építették fel. Az allociklicitás a Körös-medencében tehát valószínűleg kétféle módon befolyásolta a rétegsor felépítését: egyrészt az autociklicitás (pl. mederátvágódás) gyakoriságának növelésével vagy csökkentésével, másrészt a bejutó törmelékanyag mennyiségének és minőségének, valamint a lefolyásnak a változásain keresztül a rétegsor pelitesebb vagy homokosabb jellege által (ez a két féle mód gyökerében azonban összefügg).

Köszönetnyilvánítás

A kutatás részben az OTKA T 032 956 sz. projektje keretében valósult meg.

A szerzők ezen kívül személyes köszönetüket fejezik ki Müller Pálnak és Lantos Miklósnak a szöveg javítására tett értékes javaslataiért. Külön köszönet illeti Horváth Istvánt a lektorálásért és elgondolkodtató elméleti kiegészítéseirért.

Irodalom —References

- BACSAK GY. 1940: Az interglaciális korszakok értelmezése. — *Időjárás* 44.
- BACSAK GY. 1942: A skandináv eljegesedés hatása a periglaciális övön. — *Meteorológiai és Földmágnességi Intézet kisebb kiadványa*. Új sorozat 13. sz., Budapest.
- BACSAK GY. 1955: A pliocén és a pleisztocén az égi mechanika megvilágításában. — *Földt. Közl.* 85 (1), pp. 70–101.
- BERGER, A. 1978: Long term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. — *J. Atmos. Sci.* 35 (12), pp. 2362–2367.
- BERGER, A. 1984: Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. — In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J.D., KUKLA, G. and SALTZMAN, B. (eds): *Milankovitch and Climate*. Hingham, Mss.: D. Reidel, pp. 3–39.
- BERGER, A. 1988: Milankovitch theory and climate. — *Revs. Geophys.* 26, pp. 624–657.
- BERGER, A. 1997: Astronomical dating and modeling of the last 200,000 years. — *Bulletin de la Société Belge de Géologie* 106, pp. 43–51.
- BERGER, A., LOUTRE, M. F. 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. — *Quatern. Sci. Rev.* 10 (4), pp. 297–317.
- COOKE, H. B. S., HALL, J. M., RÓNAI, A. 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 22 (1–4), pp. 89–109.
- FOLK, R. L., WARD, W. C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. — *Journal of Sed. Petrol.* 27, pp. 3–27.
- FRANYÓ F. 1977: Jelentés a dévaványai perspektivikus fúrások (1116,0 m; 670,3 m; 222,7 m; és 31,0 m) munkálatairól, földtani és vízföldtani eredményeiről. — *Kézirat*, OFGA-Adattár.
- FRANYÓ F. 1978a: A vésztői 1200 m-es perspektivikus fúrás makroszkópos rétegsora. — *Kézirat*, OFGA-Adattár.
- FRANYÓ F. 1978b: Jelentés a vésztői perspektivikus fúrások (1200,0m; 700m; 210m és 20 m) munkálatairól, földtani és vízföldtani eredményeiről. — *Kézirat*, OFGA-Adattár.
- HAYS, J. D., IMBRIE, J., SHACKLETON, N. J. 1976: Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. — *Science* 194, pp. 1121–1132.
- HILGEN, F. J. 1991: Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. — *Earth and Planetary Science Letters* 107 (1991), pp. 349–368.
- IMBRIE, J., IMBRIE, J. Z. 1980: Modeling the climatic response to orbital variations. — *Science* 207, pp. 943–952.
- JUHÁSZ, GY., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á. 2003: Stratigraphic architecture and sequence stratigraphy of long-term fluvial records in a continental interior basin, Eastern Hungary. — *XVIIth INQUA Congress, July 23–30, 2003, Reno, Nevada, U.S.A.*, Abstracts: p. 167.
- KRETZOI M., KROLOPP E. 1972: Óslénytani adatok a nagyalföldi pleisztocén és felső pliocén rétegek sztratigráfiájához. — *Óslénytani Viták* 41, pp. 5–43.
- KRIVÁN P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — *A Földt. Int. Évk.* 43, pp. 365–440.
- KRIVÁN P. 1960: A Duna ártéri színloének kronológiája. — *Földt. Közl.* 90, pp. 56–71.
- KROLOPP E. 1977: Dévaványai fúrásminták malakológiai vizsgálata. — In: FRANYÓ F. 1977: Jelentés a dévaványai perspektivikus fúrások (1116,0 m; 670,3 m; 222,7 m; és 31,0 m) munkálatairól, földtani és vízföldtani eredményeiről. — *Kézirat*, OFGA-Adattár, pp. 1–10.
- KROLOPP E. 1978: A vésztői 1200 m-es fúrás molluszka fauna vizsgálata. — *Kézirat*, OFGA-Adattár.
- KROLOPP E. 1985: A dévaványai és vésztői fúrás Mollusca faunája a pleisztocén szakaszai szerint. — In: RÓNAI A. Az Alföld negyedidőszaki földtana. — *Geol. Hung. ser. Geol.* 21, pp. 388–389.
- LASKAR, J., JOUTEL, F., BOUDIN, F. 1993: Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from –20 My to +10 My. — *Astronomy and Astrophysics* 270, pp. 522–533.
- MIHÁLTZSNÉ FARAGÓ M. 1982: A tiszántúli fúrások palinológiai vizsgálata. — *A Földt. Int. Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 103–120.
- MILANKOVIĆ, M. 1930: Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. — In: KÖPPEN, W GEIGER, R. eds: *Handbuch der Klimatologie 1*. part A, Borntraeger, Berlin.
- MILANKOVIĆ M. 1941: Kanon der Erdbestralung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. — *Hgg. v.d. Kgl. Serb. Akad., Spec. Publ.* 132 Sect. Math. Nat. Sci. 633 p., Belgrad.
- NÁDOR A., MÜLLER P, LANTOS M., THAMÓNÉ BOZSÓ E., KERCSMÁR ZS., TÓTHNÉ MAKK Á., SÜMEGI P., FARKASNÉ BULLA J., NAGY T.-NÉ 2000: A klímaváltozások és az üledékes ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban. — *Földt. Közl.* 130 (4), pp. 623–645.
- NÁDOR, A., LANTOS, M., MÜLLER, P., THAMÓ-BOZSÓ, E., TÓTH-MAKK, Á. 2003a: Milankovitch-scale multi-proxy records for the fluvial sediments of the last 2.6 Ma from the Pannonian Basin, Hungary — *Quaternary Science Reviews* 22, pp. 2157–2175.
- NÁDOR A., TÓTHNÉ MAKK Á., JUHÁSZ GY., THAMÓNÉ BOZSÓ E., LANTOS M., FARKASNÉ BULLA J., MÜLLER P., MAGYARI Á., KERCSMÁR ZS., JÁMBOR Á., NAGY T.-NÉ., SÜMEGI P., BRANNER L.-NÉ 2003b: A Körös-medence negyedidőszaki képződményeinek szedimentológiai, ökoszisztémái, paleoklimatológiai kutatása. — *Kézirat*, OFGA-Adattár.
- RÓNAI A. 1963: Az Alföld negyedkori rétegeinek vízföldtani vizsgálata. — *Hidr. Közl.* 5. 378–391.
- RÓNAI A. 1968: The Plio-Pleistocene boundary in the Hungarian Basin. — *Acta Geol. Hung.* 12 (1–4), pp. 219–230.
- RÓNAI A. 1969: A medencebeli pleisztocén sztratigráfia hazai eredményei. — *Földr. Közlem.* 18, pp. 218–229.
- RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlat-

- történet az Alföld medencéjében. — *A Földt. Int. Évkönyve* 56, 421 p.
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. — *Geol. Hung. ser: Geol.* 21, 446 p.
- SHACKLETON, N. J. 2000: The 100,000-year ice age cycles identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. — *Science* 289, pp. 1897–1902.
- SHACKLETON, N. J., OPDYKE, N. D. 1976: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. — In: CLINE, R. M., HAYS, J. D. (eds): *The Investigation of Late Quaternary Paleoclimatology and paleoclimatology.* — *Geol. Soc. Amer. Mem.* 145, pp. 449–464.
- THAMÓNÉ BOZSÓ, E., KERCSMÁR ZS. 2000: A Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányainak változása a homokok ásványtani összetétele és a tektonikai háttéresemények alapján. — *Földt. Közl.* 130 (4), pp. 1–25.
- THAMÓNÉ BOZSÓ, E., KERCSMÁR, ZS., NÁDOR, A. 2002: Tectonic control on changes in sediment supply on Quaternary alluvial systems, Körös sub-basin, SE Hungary — In: JONES, S. J., FROSTICK, L. E. (eds): *Sediment Flux to Basins: Causes, Controls and Consequences.* *Geological Society, London, Special Publications* 191, pp. 37–53.

Fossil turtle found in Romania — overview

A romániai fosszilis-teknős leletek áttekintése

MÁTYÁS M. VREMIR

Babeş-Bolyai University, Dept. of Geology and Palaeontology, Kogălniceanu 1, 3400 Cluj-Napoca, Romania
e-mail: vremirmatyai@yahoo.co.uk

Keywords: Vertebrate Palaeontology, Reptilia, Chelonii, Mesozoic, Cenozoic, Romania

Tárgyszavak: Gerincesek, paleontológia, hüllők, Chelonii, Mezozoikum, Cenozoikum, Románia

Abstract

As only a few strictly palaeontological studies on Romanian fossil turtles have been published, a more complete picture of the chelonian palaeofauna is given on the basis of recent researches. From 73 palaeontological sites, made available the presence of several Mesozoic taxa, as well as Palaeogene, Neogene and Quaternary findings, which belong to three infraorders: Proganochelydia, Pleurodira and Cryptodira.

Besides the problematic middle Triassic (Anisian) *Proganochelys*, and some late Cretaceous, Palaeocene and early Eocene Pleurodiran forms (Dortokidae; Podocnemididae; ?Bothremydidae), the palaeofauna is represented by diverse cryptodiran taxa, including several tortoises (Kallokibotidae, Testudinidae), fresh water turtles (Emydidae, Geoemydinae, Chelydridae, Trionychidae and Carettochelidae), as well as sea turtles (Cheloniidae).

This paper is intended to highlight the present state of knowledge regarding the Romanian palaeocheloniological data, without any intention to resolve systematic questions beyond the possibilities given by the fossil materials and the general knowledge on the European fossil turtle faunas.

Historical framework

The first record on Romanian fossil turtles is by FICHTEL (1780; SZALAI, 1934), who mentioned an unidentified pleural bone from Transylvania. PETERS (1855) described a pleural bone fragment allocated to the genus *Trionyx* (NHM, Wien), originating from the Middle Eocene of Turmu Roşu (Sibiu County). Also PÁVAI (1871) signaled

Összefoglaló

A romániai fosszilis teknősökről eddig viszonylag kevés kimondottan paleontológiai tanulmány jelent meg, ezért indokolt és szükségszerű a teknős paleofaunának alábbiakban bemutatott, friss kutatásokra támaszkodó, átfogó jellegű rendszerezése. A jelenleg ismert 73 lelőhely leleteit áttekintve több mezozoos, valamint paleogén, neogén és negyedkori taxon anyaga áll rendelkezésünkre; rendszertanilag ezek a Proganochelydia, Pleurodira és Cryptodira alrendekbe sorolhatók.

A több kérdést felvető, középső-triász (anisusi) korú *Proganochelys* leleten, valamint néhány késő-kréta, felső-paleocén illetve alsó-eocén korú nyaktekerő-teknős (Pleurodira) alakokon kívül (Dortokidae; Podocnemididae; ?Bothremydidae), leleteink között számos nyakbehúzó (Cryptodira) teknős maradványa található meg. Ezek között megemlítjük a szárazföldi teknősöket (Kallokibotidae, Testudinidae), az édesvízi teknősöket (Emydidae, Geoemydinae, Chelydridae, Trionychidae és Carettochelidae), valamint a tengeri teknősöket (Cheloniidae).

A tanulmány célja bemutatni a romániai paleocheloniológiai ismeretek jelenlegi állását, annak igénye nélkül, hogy a vizsgált anyag által kínált lehetőségeken, illetve az európai fosszilis teknősfaunára vonatkozó általános ismereteken túl rendszertani kérdéseket oldjon meg.

some crocodylian bones from the Upper Eocene of Cluj area, which, in part, belonged to a sea turtle (material lost).

Later, KOCH (1884, 1894 and 1900) mentioned materials from Mesozoic and Cenozoic deposits of Transylvania. One problematic chelonoid (?) footprint from the Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone deposits from Lăpuş (Maramureş County); - two remains of *Emys* sp. from the Middle Eocene of Jibou in Sălaj County (in fact the Late

Palaeocene *Ronella botanica*), and from the Pliocene of Căpeni (Covasna County), as well as a large “emydid” from the Late Cretaceous of Hațeg basin (the well known *Kallokibotio*); — two “chelydrid” findings (allocated to the genus *Trachyaspis* VON MEYER, 1843), one pleural plate possibly belonging to a sea turtle, as well as a few *Trionyx* sp. remains, all from the Upper Eocene of Cluj-Gilău region (Cluj County).

The “emydid” materials from the Hațeg basin were signaled also by NOPCSA (1897), who later (NOPCSA, 1923 a, b) described them as two new amhychelideans (*Kallokibotio bajazidi* NOPCSA, 1923 a. and *K. magnificum* NOPCSA, 1923 a). KADIĆ (1916) also mentioned a few turtle bones from the northern part of Hațeg basin (Vălioara and Ciula Mare) collected from Late Cretaceous beds.

At the beginning of the 20th century, LÖRENTHEY (1903), reviewed some of the fossil materials, and described two new species: *Trionyx clavatomarginatus* (Trionychidae) and *Euclastes? kochi* (Cheloniidae?), both from the Upper Eocene of Cluj region.

In the Extracarpathian regions, SIMIONESCU (1922, 1930) published for the first time data regarding the Late Pliocene (Romanian) vertebrate assemblage from Mălușteni (Southern Moldova), including fossil turtles, belonging to the genera *Clemmys*, *Testudo* and *Trionyx*. BARBU (1930) published a catalogue of the fossil vertebrates of Romania, only containing an incomplete list of the fossil turtles (*Kallokibotio bajazidi* is listed as a dinosaur).

SZALAI (1932, 1934) made the first overview of Hungarian palaeocheloniological data. He presented six sites from Transylvania, describing new materials of *Emys strandi* SZALAI, 1934 (Oligocene of Cluj), *Emys* sp. (Pontian of Brusturi–Tătăruș), *Emys orbicularis* LINNAEUS, 1758 (Pliocene of Căpeni), *Trionyx* sp. (Oligocene of Ticu-Aghires), *Testudo* sp. and *Trionyx nopcsai* SZALAI, 1934 (Pontian of Brusturi – Tătăruș). GLAESSNER (1935) made the second overview of the Hungarian fossil testudines, including Transylvanian findings.

Freshwater turtle remains (first mentioned by SZALAI 1932 as *Clemmys* sp.) were also mentioned by VERESS (1944) in her Ph.D. thesis from the Early Oligocene of Cluj. Another unpublished study (PACSA 1958) contains descriptions of a few remains collected from the same occurrence, without any further taxonomic identification. MLYNARSKI, MÉSZÁROS (1963) made a review of these palaeontological materials, which were allocated to *Clemmys strandi* (SZALAI 1934). Later, MLYNARSKI (1966) followed Szalai's work on reviewing the fossil turtles housed in Hungarian collections (including specimens from Transylvania), assigned this species to *Chinemys*. He also described or mentioned new specimens belonging to *Kallokibotio bajazidi* and *Pleurosternon* sp. (Late Cretaceous of Hațeg basin), *Trionyx clavatomarginatus* (late Eocene of Cluj), *Trionyx* sp. and *Chelydra?* sp. (Oligocene of Ticu-Aghires), *Trionyx* sp. (“Pliocene” of Borsec), *Emys orbicularis* (Late Pliocene of Baraolt - Căpeni) as well as *Emys orbicularis*, *Trionyx nopcsai* and *Testudo* sp. (Pontian of Brusturi–Tătăruș).

Regarding the Pliocene fossil turtle assemblage of Mălușteni and Berești, a few more studies were published. MACAROVICI, VANCEA (1960), reviewing a part of this material, described the *Testudo praegraeca ibera* (medium size), *Testudo grandis* (large-size), *Testudo* sp. indet., and *Clemmys malustensis* species. Later MLYNARSKI (1969) determined the presence of *Testudo macarovici* MLYNARSKI, 1969 (= *Testudo praegraeca ibera*), *Geoemyda malustensis* (MACAROVICI, VANCEA 1960) (= *Clemmys malustensis*), *Geoemyda* cf. *mossoczyi* MLYNARSKI, 1964, and *Chelydridae* gen. et sp. indet. (= *Testudo grandis*). BERCZ, CUCU (1979) mentioned some remains allocated to *Testudo* aff. *graeca* LINNAEUS 1758, *Emys* sp., and *Geoemyda mossoczyi*. Finally, BACHMAYER, MLYNARSKI (1983) published some remarks regarding the species *Testudo macarovicii*.

SAMSON, RĂDULESCU (1963) investigated another quite similar vertebrate fauna from the late Pliocene (Romanian) of Irimești (Oltenia region), where the presence of *Geoemyda mossoczyi* was recorded (KHOZATSKY, MLYNARSKI, 1966). Also, MLYNARSKI (1968) published data regarding the vertebrates of Irimești and Mălușteni as well as the Pontian occurrence of Brusturi–Tătăruș (Bihar County).

New mentions or descriptions can be added. FUCHS (1962) has a quotation of an Early Miocene *Trionyx* sp. from Cluj, which is a large specimen recently published by VREMIR, CODREA (1997). A middle Miocene trionychid specimen (*Trionyx* sp. aff. *plioipedemontanus* SACCO, 1897) was described by MACAROVICI, MOTAȘ (1965), from Reghiu (Vrancea region). POPOROGU (1972) also mentioned a Late Oligocene large sized *Trionyx* sp., from the Lupeni coal field (Hunedoara County). A Plio-Pleistocene (Villafranchian) *Testudo kalksburgensis* TOULA, 1896 was published by FUHN, JURCSÁK (1972) from Oradea (Bihar County).

JURCSÁK (1973, 1976, 1978) and HUZA et al. (1987) presented some problematic turtle remains from the Middle Triassic (Anisian) of Peștiș (Bihar County). A few exoskeletal elements were allocated to the genus *Proganochelys* BAUR, 1888.

CIOBANU (1977) erected a new cheloniid species under the name of *Chelonia oligocena*, from the Early Oligocene of Piatra Neamț (Neamț County). Later, CHKHIKVADZE (1990) suggested its probable appartenance to the genus *Glarichelys* ZANGERL 1958.

GROZA (1983), GRIGORESCU (1983) and GRIGORESCU et al. (1985) mentioned from the Late Cretaceous of Hațeg basin some new turtle specimens, belonging to *Kallokibotio bajazidi*, as well as undetermined remains. A re-examination of the type materials of *Kallokibotio bajazidi*, kept in the British Museum (N. H.) in London, was recently made by GAFFNEY, MEYLAN (1992). As a result, the systematic position of those species was resolved in the infraorder Cryptodira. Finally, other Late Cretaceous materials (*Kallokibotio bajazidi*) were published by CODREA, VREMIR (1997) from Râpa Roșie (Southern Transylvania).

Some new findings were recorded from the Transylvanian Palaeogene. RĂDULESCU, SAMSON (1987) mentioned an undetermined tortoise from the Middle Eocene (Lutetian) palaeokarstic hollow of Crivadia-Merişor (Haţeg basin). Recently, two Late Palaeocene freshwater taxa were identified in Jibou–Rona region (Sălaj County). One possible testudinid (?*Palaeochelys* sp. s.l., VREMIR, CODREA, 1996), and a primitive pleurodiran Dortokid (*Ronella botanica* LAPPARENT de BROIN, 1999, GHEERBRANT et al., 1999, 2003; LAPPARENT de BROIN 2003). The most recent investigations shows that the turtle fossils identified in the Rona member only belongs to the species *Ronella botanica*, and there is no evidence of other taxa.

From the Middle and Late Eocene of Cluj–Gilău region, VREMIR (1995) and CODREA et al. (1997) published new data on sea turtle occurrences, identifying the genera *Eochelone* DOLLO, 1903 and *Argillochelys* LYDEKKER, 1889, as well as unidentified cheloniids. FUCHS (1994 a, b) described a few exoskeletal bones of *Euclastes? kochi* as well as an unidentified trionychid (in fact a plastral fragments belonging to a sea turtle), all from the Late Eocene of Cluj.

FARKAS (1995), reviewing the fossil trionychid turtle types in Hungarian collections, discussed the proper allocation of *Trionyx clavatomarginatus*, suggesting a synonymy with *T. gergensi* von MEYER. Also the type material of the *Trionyx nopcsai* was reviewed. In the opinion of this author, the now lost carapace remain belongs to a trionychid, however the mandible is attributed to *Chelydropsis* cf. *C. decheni* (von MEYER). We have to mention the work of VANG–LAURIDSEN (1998), who reviewed the fossil soft-shelled turtles of the Carpathian basin, including Transylvanian finds (Cluj, Aghireş, Brusturi-Tătăruşand Borsec) capt in Hungarian collections. The inventory and descriptions includes several interesting specimens unpublished before.

There are some quotations of undetermined turtle remains from the Middle Miocene of Zărand basin (Arad County), from Tauţi (FERU et al. 1979 b), Comăneşti (FERU et al. 1980) and Late Pliocene unidentified finds from Podari (Dolj County) and Milcovu din Vale (Olt County) in Valachian depression (FERU et al. 1979 a). Recently, VREMIR et al. (1997) published three partial skeletons of *Trionyx stiriacus* s. l. PETERS 1855, from the Sarmatian deposits of Minişu de Sus (Tauţi, Arad County).

VENCZEL (1990) mentioned the presence of *Emys* sp. from karstic fissure fillings in the Late Pliocene of Betfia XIII and Middle Pleistocene of Subpiatră (Bihor County). *Emys orbicularis* was also recorded from the Holocene lake deposits of Băile 1 Mai – Oradea (Bihor County). The presence of several Holocene tortoise (*Testudo* sp.) was recorded by MURARU (1984) from the karstic caves of Luna Hill near Jurilovka (Northern Dobrogea).

New materials and occurrences were recently found in Transylvania; also new taxa were identified, especially from the late Cretaceous and Palaeogene continental deposits (VREMIR, in prep.). Some of the preliminary results were published by VREMIR (2000).

Fossil turtle localities of Romania

Up to now 73 occurrences containing fossil turtle remains were registered in Romania: 1 Triassic, 18 Cretaceous, 32 Palaeogene, 17 Neogene and 5 Quaternary (excluding the archaeological sites). From this, 32 were unpublished before (including 25 newly discovered sites). The collection abbreviations were the specimens are capped is added.

Collections-Institutional abbreviations:

- BM(NH) — British Museum (Natural History), London, England.
 EME (Transylvanian Museum Society), Cluj-Napoca, Romania.
 FGGUB — Geological and Geophysical Faculty of Bucharest University, Bucharest, Romania.
 FGUI — Facultatea de Geologie, “Al. I. Cuza” University, Iasi, Romania.
 HF — Herman Fuchs private collection, now donated to ISER — “Emil Racoviţă” Speleological Institute, Bucharest, Romania.
 MÁFI — Geological Institute of Hungary, Budapest, Hungary.
 MCDRD — Museum of Daco-Roman Civilization, Deva, Romania.
 MTB — Palaeontological Museum of Transylvanian Basin (Babeş-Bolyai University), Cluj-Napoca, Romania.
 MSNPN — Natural History Museum, Piatra Neamţ, Romania.
 MSNS — Muzeul de Ştiinţe Naturale, Sibiu, Romania.
 MSNSG — Muzeul de Ştiinţe Naturale, Sf. Gheorghe, Romania.
 MTCO — Muzeul Țării Crişurilor, Oradea, Romania.
 NHMW — Natural History Museum, Wien, Austria.

Triassic

Middle Triassic

1. Peştiş—Aleşd (Bihor County). Anisian (Peştiş Fm.): “*Proganochelys*” sp. MTCO.

Cretaceous

Lower Cretaceous

2. Lăpuş (Maramureş County). Neocomian: “Cheloniid footprint” ichnotaxa indet.

Upper Cretaceous

3. Stăuini — Valea Cheii (Alba County). Late Campanian marine (Bozeş Fm.): Chelonii indet. (marine form?) MTB.
4. Sînpetru — Valea Sibişel (Haţeg Basin). Late Maastrichtian continental (Sînpetru Fm.): *Kallokibotian*

bajazidi; Pleurodira indet. (undefined small sized form), described by MLYNARSKI (1966) as *Pleurosternon* sp.

Obs: "Sînpetru" must be regarded as a collective name for more than ten different sites and stratigraphic levels which provides fossil turtle materials. The outcrops are distributed on few side-valleys of Rîul Mare including Sibişel Valley (and addiacent creeks), on area of approximative 10 sq. km. BM(NH), MÁFI, MTB, FGGUB, MCDRD.

5. Vălioara (Haţeg Basin). Late Maastrichtian continental (Densuş-Ciula Fm.): *Kallokibotio* *bajazidi*; Pleurodira indet. (cf. ?*Polysternon*; large sized form), also described by MLYNARSKI (1966) as *Pleurosternon* sp. MÁFI, FGGUB.
6. Ciula Mare (Haţeg Basin). Late Maastrichtian continental (Densuş-Ciula Fm.): *Kallokibotio* sp.; Chelonii indet. MTB.
7. Ciula Mică (Haţeg Basin). Late Maastrichtian continental (Densuş-Ciula Fm.): *Kallokibotio* *bajazidi*. MTB.
8. Tuştea 1–3 (Haţeg Basin). Late Maastrichtian continental (Densuş-Ciula Fm.): *Kallokibotio* *bajazidi*; egg shells (*ovum testudinarum*). MTB, FGGUB.
9. Pui (Haţeg Basin). Late Maastrichtian continental (Sînpetru Fm.): *Kallokibotio* sp., Chelonii indet. FGGUB, MTB, ISER?
10. Oarda de Jos (Alba County). Middle to Late Maastrichtian ("lower red beds"), a particular fluvial-lacustrine facies. Chelonii indet. MTB.
11. Râpa Roşie — Sebeş (Alba County). Reworked Maastrichtian continental (Râpa Roşie Fm.): *Kallokibotio* *bajazidi*; Chelonii indet. MTB.
12. Teleac (Alba County). Reworked Maastrichtian continental (Râpa Roşie form.): *Kallokibotio* *bajazidi*; small sized pleurodiran (Dortokidae?) MTB.
13. Vurpăr (Alba County). Middle to Late Maastrichtian continental ("lower red beds"): undefined new Dortokid; Chelonii indet. (?*Kallokibotio*) MTB.
14. Negoiu — Rusca Montană (Hunedoara County). Maastrichtian continental. *Kallokibotio* *bajazidi*, MTB.
15. Nălaţvad (Haţeg Basin) Late Maastrichtian continental (Sînpetru Fm.): *Kallokibotio* *bajazidi*, MTB.
16. Toteşti (Haţeg Basin) Late Maastrichtian continental (Sînpetru Fm.): Chelonii indet. (?*Kallokibotio*) MTB.
17. Someş-Odorhei (Sălaj county) Late Maastrichtian continental (Jibou Fm. — lower member): Chelonii indet. (?*Kallokibotio* sp.) MTB.
18. Feţei Hill (Lancrăm — Alba County). Reworked Maastrichtian continental (Râpa Roşie Fm. lower section): Chelonii indet. MTB.
19. Secaş Valley (Lancrăm — Alba County). Late Maastrichtian continental (LRB Fm., upper section): Chelonii indet. MTB.

Palaeogene

Late Palaeocene

20. Rona (Sălaj County). Thanetian lacustrine (Jibou Fm., Rona member): *Ronella botanica*., Chelonii indet. (probably *Ronella*) MTB.
21. Jibou (Sălaj County). Thanetian lacustrine (Jibou Fm., Rona member): *Ronella botanica*, MTB.

Late Palaeocene? / Early Eocene

22. Hodiş (Cluj County): Thanetian–Ypresian? lacustrine (Jibou Fm., Horlacea member): Chelonii indet. MTB.

Early Eocene

23. Giurtelecu Şimleului (Sălaj County). Ypresian continental (Jibou Fm; upper member): "*Palaeochelys*" sp. (s.l.); *Neochelys* sp.; cf. ?*Allaechelys* sp. MTB.
24. Albeşti — Muscel (Argeş County). Ypresian marine (Albeşti limestone): *Palaeotrionyx* sp. FGGUB.

Middle Eocene

25. Crivadia — Merişor (Hunedoara County). Lutetian continental (palaeokarst filling): Testudinidae? indet. ISER.
26. Turnu Roşu (Sibiu County). Lutetian marine (Strada Muntelui Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.); Chelonioida indet. NHMW, MSNS.
27. Dealul Pietros — Căpuş (Cluj County). Lutetian marine (Căpuş Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.); *Argillochelys* sp.; Cheloniidae indet. MTB.
28. Dealul Şatra — Căpuş (Cluj County). Lutetian marine (Căpuş Fm.): *Eochelone* sp. MTB.
29. Straja — Gilău (Cluj County). Bartonian marine (Inucu Fm.): *Argillochelys* sp. MTB.

Upper Eocene

30. Turbuţa — Jibou (Sălaj County). Early Priabonian marine-costal (Mortănuşa and Rakotzi Fm.): Cheloniidae indet. (aff. *Eochelone* sp.) MTB.
31. Dealul Ropo — Iara (Cluj County) Early Priabonian marine (Viştea Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.); Cheloniidae indet. MTB.
32. Treznea (Sălaj County). Early Priabonian marine (Mortănuşa Fm.): Cheloniidae? indet. MTB.
33. Izvorul Crişului (Cluj County). Early Priabonian marine (Viştea Fm.): Cheloniidae indet. MTB.
34. Leghia (Cluj County). Early Priabonian marine (Viştea Fm.): Trionychidae indet. MTB.
35. Jebucu (Cluj County). Late Priabonian marine (Cluj Limestone): "*Trachyaspis*" sp. MTB.
36. Succagu (Cluj County). Late Priabonian marine (Cluj Limestone): *Eochelone* sp. MTB.
37. Cheile Baciului (Cluj County). Late Priabonian marine

- (Cluj Limestone): “*Trachyaspis*” sp.; *Eochelone* sp. “*Euclastes*”? *kochi*., *Trionyx* sp. (s. l.) MTB, HF.
38. Someș— Cluj (Cluj County). Late Priabonian marine (Cluj Limestone and Brebi Marl): *Trionyx clavatomarginatus*; *Trionyx* sp. (s. l.); *Eochelone* sp.; “*Euclastes*”? *kochi*; “*Trachyaspis*” sp. MTB, HF.
39. Cluj-Mănăștur (Cluj County). Late Priabonian marine (Cluj Limestone): *Trionyx clavatomarginatus*; “*Euclastes*”? *kochi*. MTB, MÁFI.
40. Valea Pleșca – Cluj (Cluj County). Late Priabonian marine (Cluj Limestone): *Trionyx clavatomarginatus*. MTB.
41. Prodănești (Sălaj County). Late Priabonian marine (Cluj Limestone). *Trionyx* sp. (s. l.); *Eochelone* sp. MTB.
42. Letca (Sălaj County). Late Priabonian marine (Culmea Cozlei Limestone): *Eochelone* sp. MTB.
55. Comănești (Arad County). Sarmatian (tuffaceous-diatomitic complex): *Chelonii* indet. ISER.
56. Reghiu (Vrancea County). Late Sarmatian continental: *Trionyx* sp. (s. l.) (cf. *pliopedemontanus*); *Chelonii* indet. ISER, MTB.

Upper Miocene

57. Borsec (Harghita County). Lower Pontian lacustrine (coal Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.) -large size). MÁFI.
58. Brusturi – Tătăruș (Bihor County). Pontian continental (asphaltic sand Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.); *Chelydropsis* cf. *C. decheni*; *Chelydra* sp.; *Emys orbicularis*; *Testudo* sp. MÁFI, MTCO?
59. Ciutelec – Tauteu (Bihor County). Pontian continental. *Testudo* sp. -large size. MTB.

Lower Oligocene

43. Ciocmani (Sălaj County). Early Rupelian marine-coastal (Ciocmani Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.) MTB.
44. Dealul Cetățuia – Cluj (Cluj County). Late Rupelian lacustrine (Dâncu Fm.): cf. *Mauremys* (= *Chinemys strandi*) MÁFI, MTB.
45. Valea Csipkes – Succag (Cluj County). Late Rupelian lacustrine (Dâncu Fm.): cf. *Mauremys* (= *Chinemys strandi*) MTB.
46. Mera (Cluj County). Late Rupelian lacustrine (Dâncu Fm.): cf. *Mauremys* (= *Chinemys strandi*) MTB.
47. Sînpaul (Cluj County). Late Rupelian lacustrine (Dâncu Fm.): Testudinidae indet. (lost material).
48. Ticu – Aghireș (Cluj County). Late Rupelian lacustrine (Dâncu Fm.): *Trionyx* cf. *clavatomarginatus*; *Trionyx* sp. (s. l.); “Chelydridae” indet. MÁFI.
49. Piatra Neamț (Neamț County). Late Rupelian marine (lower disodilic Fm.): *Glarichelys* sp. (= *Chelonia oligocena*) MSNP.

Upper Oligocene

50. Lupeni — Petroșani (Hunedoara County). Chattian lacustrine (Dâlja–Uricani Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.) MCDRD.
51. Coasta Mare-2 (Cluj County). Egerian paralic (Valea Almașului Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.); Testudinidae indet. MTB.

Neogene

Lower Miocene

52. Coasta Mare-1 (Cluj County). Eggenburgian marine-littoral (Coruș Fm.): *Trionyx* sp. (s. l.). MTB, HF.

Middle Miocene

53. Minișu de Sus (Arad County). Sarmatian (tuffaceous-diatomitic complex): *Trionyx stiriacus* (s. l.) MTB, MTCO.
54. Tauți (Arad County). Sarmatian (tuffaceous-diatomitic complex): *Chelonii* indet. ISER.

Pliocene

60. Corund (Harghita County). Romanian continental: Testudinidae indet. (cf. “*Geochelone*” sp.) HF.
61. Baraolt-Căpeni (Covasna County). Romanian continental: *Emys orbicularis*; *Emys* sp. MSNSG.
62. Strâmba Jiu (Gorj County). Romanian continental: *Testudo* sp. MTB.
63. Mălușteni-Berești (Galați County). Romanian lacustrine: *Testudo macarovicii*; *Testudo* aff. *graeca*; aff. *Sakya* “*Geoemyda*” cf. *mossoczyi*; aff. *Sakya* “*Geoemyda*” *malustensis*; *Emys* sp.; Chelydridae indet. — Large size. FGUI, FGGUB?
64. Irimești (Olt County). Romanian lacustrine: aff. *Sakya* “*Geoemyda*” *mossoczyi*. ISER.
65. Dealul Viilor – Oradea (Bihor County). Late Pliocene — Villafranchian continental: *Testudo kalksburgensis*. MTCO.
66. Dealul Șomoleu – Betfia XIII (Bihor County). MN 17 Late Pliocene (Karst fissure filling): *Emys* sp. MTCO.
67. Podari – Craiova region (Dolj County). Late Pliocene — phase 1/middle Villafranchian (Cândești Fm.): *Chelonii* indet. ISER.
68. Milcovu din Vale – Slatina region (Olt County). Late Pliocene — phase 1/middle Villafranchian (Cândești Fm.): *Chelonii* indet. ISER.

Quaternary

Pleistocene

69. Coasta cu Pietriș– Subpiatră (Bihor County). Late Biharian (karst fissure filling): *Emys* sp. MTCO.
70. Oradea – Fabrica de bere (Beer factory). Late Pleistocene. *Testudo* sp. MTCO.
71. 2 Mai – Mangalia (Constanta County). Late Pleistocene? (loess fm.): *Testudo graeca ibera*. This specimen probably is younger (Holocene). MTB.

Holocene

72. Băile 1 Mai – Oradea (Bihar County) Holocene lacustrine: *Emys orbicularis*. MTCO.
 73. Dealul Luna – Jurilovka (Tulcea County). Holocene (karstic sediment): *Testudo* sp. FGGUB.

Many archaeological sites (mostly neolithic to bronze age), contain herpetological materials including pond turtles (*Emys orbicularis*) and/or tortoise (*Testudo hermanni*, *T. graeca iberica*) remains. The inventory of the sites and archaeozoological materials is not the aim of the present paper.

Systematic overview

In parentheses the number of occurrence(s) following the list above, plus references. Taxonomic notes are added. Systematics according to LAPPARENT DE BROIN (2001).

Ordo Chelonii BRONGNIART, 1800
 Infraordo Proganochelydia ROMER, 1966
 Fam. Proganochelydiidae BAUR, 1888

“*Proganochelys*” sp. (1: JURCSÁK, 1973, 1976, 1978; HUZA et al., 1987).

The exact taxonomic allocation will be only possible on the basis of a more diagnostic material. Up to now, five exoskeletal pieces are known, which were assigned to the genus *Triassochelys* (JURCSÁK, 1973, 1976) earlier. Taking in account the age and state of preservation of the fossil materials, the allocation to the genus *Proganochelys* is not appropriate. A re-examination is needed even to demonstrate the appartenance to Chelonii.

Infraord. Pleurodira COPE, 1864
 Fam. Podocnemididae COPE, 1868

Neochelys sp. (23: VREMIR, in prep.).

Although the present identification is made on some characteristic carapacial and plastral remains (belonging to three medium-sized individuals), the precise specific determination will be possible only on the basis of a more complete palaeontological material.

Fam. Dortokidae LAPPARENT et MURELEGA, 1996

3. *Ronella botanica* LAPPARENT (20, 21: GHEERBRANT et al., 1999, 2003; LAPPARENT de BROIN et MURELEGA 2003)

Is the only Tertiary dortokid known in Europe. The phylogenetic relationship with the West European Cretaceous dortokids is not wery clear yet.

Dortokidae indet. (12, 13: VREMIR, in prep.).

It is an undefined small-sized (plastral length approx. 16 cm) form characterised by the presence of microreticular decoration and lack of mesoplastra. In some respect this

form is very close to the genus *Dortoka* LAPPARENT de BROIN, MURELEGA, 1996, being more different than *Ronella*. Some important diagnostic features are not known (especially xiphiplastra and pelvis), also few other specimens are still under restauration proces. This specimens, probably will give some answers regarding the palaeobiogeographical and phylogenetical questions discussed by LAPPARENT de BROIN and MURELEGA (2003).

Pleurodira indet.
 Fam. ?Bothremydidae BAUR, 1891

5. cf. ?*Polysternon* sp. — large size (5: VREMIR, in prep.).

The large-sized (carapace length 60 cm) pleurodiran form originating from the Late Cretaceous continental deposits of Valioara, shows great resemblance with Bothremydide (*Polysternon*), commonly identified in the Late Cretaceous and Early Tertiary of South-Western Europe. Other two specimens, previously allocated to the genus *Pleurosternon* (MLYNARSKI, 1966) from the Late Cretaceous of Hațeg basin (Ciula-Densus Fm.) could belong to at least two different taxa, including a large-sized aquatic form. Another problematic specimen (identified on the basis of a complete femur and a fragmented tibia) also shows some peculiar features, different from the better known *Kallokibotion*, suggesting the presence of a large aquatic form.

6. Small-sized undefined form (4: VREMIR, in prep.).

This small specimen (carapace length approx. 12 cm), previously described by MLYNARSKI (1966) as belonging to the genus *Pleurosternon*, is characterised by reversed anterior neurals, which represents primitive and homoplastic character (Lapparent de Broin, personal communication) known on primitive pleurodires and some Tertiary primitive geoemydinei and trionychids.

Infraord. Cryptodira COPE, 1868
 Fam. *Kallokibotionidae* NOPCSA, 1923

7. *Kallokibotion bajazidi* NOPCSA (4, 5: KOCH, 1900; NOPCSA, 1897, 1923 a, b; MLYNARSKI, 1966; GROZA, 1983; GAFFNEY et MEYLAN, 1992; 6, 9, 11: CODREA et VREMIR, 1997; JIANU et al., 1997; 7, 8, 12, 14, 15, 16: VREMIR, unpubl., CODREA, oral comm.).

Kallokibotion bajazidi represents one of the most primitive cryptodiran tortoise, described from the Late Cretaceous of Romania. GAFFNEY, MEYLAN (1992) made a systematic redefinition on the basis of the “type” material capt in the British Museum (NH) collection. The species *K. magnificum* is considered to be a junior synonym.

Fam. Cheloniidae OPPEL, 1811

8. “*Trachyaspis*” sp. (35, 37, 38: KOCH, 1884, 1894, 1900; VREMIR, in prep.).

The precise systematic position of this genus is yet not reviewed, although most of the “*Trachyaspis*” specimens

known from the Miocene of Europe, North America and Japan were assigned to *Syllomus* COPE, 1896 (an advanced sea turtle). The specimen from Jebucu (Cluj region) is documented on the basis of an almost complete skull and a partial carapace, which suggests an appartenance to a particular sea turtle (certainly a new genus), possibly related to eochelynes (Hirayama, written comm.). One of the main differences is considered the presence of primary palate (primitive character), *Syllomus* showing a well developed secondary palate.

9. *Eochelone* sp. (28, 36–38, 41, 42: VREMIR, 1995; CODREA et al., 1997; VREMIR, in prep.).

Identified on the basis of a large number of specimens, including skull materials. It seems to be a medium-sized form, slightly differing from the type species (*Eochelone brabantica* DOLLO, 1903). Taxonomic evaluation in progress.

10. *Argillochelys* sp. (27, 29: VREMIR, 1995).

Identified on the basis of a fragmented exoskeleton (carapace and plastron) as well as a fragmented humerus, presenting characteristic features (VREMIR, 1995). The specific allocation is only possible on cranial materials.

11. “*Euclastes*”? *kochi* (37: FUCHS, 1994 a, b; 38, 39: KOCH, 1884, 1894; LÖRENTHEY, 1903)

This large-sized (CL = 50–60 cm) sea turtle, initially described by LÖRENTHEY (1903) is yet not reviewed, however on the basis of the recently collected materials we can notice some resemblance with the genus *Eochelone*. Also the generic name *Euclastes* COPE, 1867 is considered a *nomen praeoccupatum*. At the present moment, all Late Eocene sea turtle materials (except “*Trachyaspis*”) collected from the Rakotzi Sandstone (Early Priabonian) Cluj and Culmea Cozlei limestone formations, also Brebi Marl (Late Priabonian) are assigned to the genus *Eochelone*, however they are clearly two different taxa.

12. Cheloniidae indet. (26, 27, 30–33: VREMIR, 1995; VREMIR, in prep.)

Some of the Middle and Late Eocene small- to medium-sized (carapace length = 20–30 cm) cheloniids from NW Transylvania (VREMIR, 1995) can be placed in the subfamily “Eochelyinae” MOODY, 1968.

Fam. Cheloniidae OPPEL, 1811 or Protostegidae COPE 1872

13. *Glarichelys* sp. (*Chelonia oligocena* CIOBANU) (49: CIOBANU, 1977; CHKHIKVADZE, 1990)

Glarichelys sp. (according to DE LAPPARENT, 2001 Cheloniidae or Protostegidae?) is documented by two juvenile specimens (body length = 77 mm), hereby described as *Chelonia oligocena* (CIOBANU, 1977), considered by us as *nomen nudum*. CHKHIKVADZE (1990) published some remarks regarding the proper allocation of these specimens

(*Glarichelys gwinneri*). However we have to deal with very young specimens, the preserved morphological and biometrical features, sustain the appartenance to the *Glarichelys knorri* species (VREMIR, in prep.), common in the Carpathian and Alpine Oligocene Menilitic Shales.

Fam. Carettochelyidae BOULANGER, 1887

14. ?*Allaeochelys* sp. (23: VREMIR, in prep.)

A carettochelyid type of plastral remain was recently identified in the Early Eocene (Ypresian) continental deposits (upper member of Jibou Fm.) of Giurtelecu Șimleului. However the fossil presents an advanced weathered stage, some characteristic features (size, outline, morphometrics, decoration) indicate the presence of a large aquatic form similar to *Alleochelys*. This genus is only known from Europe (England, Spain, France, Belgium and Germany) from the Ypresian–Bartonian interval (MP7-15).

Fam. Trionychidae FITZINGER, 1826

15. *Palaeotrionyx* sp. (24: VREMIR, in prep.)

A large carapace, presenting well developed “*Aspideretes*” like preneural plate revealed the presence of a particular trionychid species in the Early Eocene (Ypresian) of Albești-Muscel. However the *Aspideretes* is a Pleistocene-recent genus from South Asia, this was also reported from the Eocene of Germany (?). Previously, this group was reported from the Late Cretaceous (*Aspideretoides*) and early Tertiary (*Aspideretes*) of North America, too. On the basis of some characteristic features (including the large preneural), this specimen could belong to the genus *Palaeotrionyx* (tribe *Ultrionychinii* sensu KORDIKOVA, 1991), known from the Lower and Middle Eocene of Western Europe, as well as Central Asia.

16. *Trionyx clavatomarginatus* LÖRENTHEY (39, 40: KOCH, 1884, 1894, 1900; LÖRENTHEY, 1903; VANG-LAURIDSEN, 1998; 48: MLYNARSKI, 1966; FARKAS, 1995; VANG-LAURIDSEN, 1998; 38: CODREA et al., 1997)

Trionyx clavatomarginatus is a large-sized (disc length = 40–50 cm) species, described from the Late Priabonian Cluj Limestone Fm., and possibly from the late Rupelian Dâncu Fm. of NW Transylvania. FARKAS (1995) suggests a possible synonymy with *Trionyx gergensis*. A review of the whole palaeontological material is needed (see also VANG-LAURIDSEN, 1998).

17. *Trionyx stiriacus* (s. l.) PETERS (53: VREMIR et al., 1997)

18. *Trionyx* sp. (s. l.) (56: MACAROVICI et MOTAȘ, 1965).

It is a large shell fragment previously conferred to the species *T. pliopedemontanus* SACCO. The fragmentary state of preservation does not permit a precise identification.

19. *Trionyx* sp. (s. l.) (26: PETERS, 1855; 27, 31, 34, 37, 38, 41, 43: KOCH, 1884, 1894, 1900; VREMIR, unpubl.; 48, 57, 58: MLYNARSKI, 1966; FARKAS, 1995; VANG-LAURIDSEN, 1998; 50: POPOROGU, 1972; 52: FUCHS, 1962; VREMIR et CODREA, 1997; 51, VREMIR, unpubl.)

Trionyx (s. l.) genus is the most frequent freshwater taxa known from the Eocene–Miocene interval of Romania. As LAPPARENT DE BROIN states (2001), many fossil trionychids from the Tertiary of Europe (and Romania as well), are too poorly preserved to even permit their recognition as belonging to the *Trionyx* s. l. group. Taxonomic review will be necessary for the Oligocene specimens of Ticu-Aghires, Lupeni, and Coasta Mare 2, as well as from the Miocene materials of Reghiu and Borsec. One specimen identified in the Early Miocene deposits of Coasta Mare 1–Cluj (VREMIR, CODREA, 1997) shows similarities with the *Trionyx stiriacus* (s. l.) group. The most recent finding (plastron) of soft-shelled turtle in the Late Oligocene of Cluj region (Coasta Mare-2; Vremir unpubl.), indicates the presence of a large species (disk length over 60 cm), belonging to a particular group of trionychines.

Fam. Chelydridae GRAY, 1831

20. *Chelydropsis* cf. *C. decheni* (von MEYER) (58: FARKAS, 1995).

Determined by FARKAS (1995), on the basis of the type material (lower jaw) of *Trionyx nopcsai*, the former one being considered a *nomen vanum*.

21. “*Chelydra*” sp. (58: MLYNARSKI, 1966).

22. Chelydridae indet. (48: MLYNARSKI, 1966; 63: MLYNARSKI, 1969).

Fam. Emydidae RAFINESQUE, 1815

23. *Emys orbicularis* LINNAEUS (58, 61: SZALAI, 1934; 72: MLYNARSKI, 1966, 1968)

24. *Emys* sp. (63, 66, 69: SZALAI, 1934; BERECZ et CUCU, 1979; VENCZEL, 1990)

Fam. Testudinidae BATSCH, 1788
Geoemydinei THEOBALD, 1868

25. “*Palaeochelys*” sp. (s.l.) (23: VREMIR, in prep.)

Previously determined on the basis of small shell fragments by VREMIR, CODREA (1996) from the Late Palaeocene (Tanethian) of Jibou region, belongs to the recently described *Ronella botanica* (Pleurodira; Doro-kidae). Early Eocene (Ypresian) Geoemydinei materials were recently identified from Giurtelecu Șimleului (Sălaj County) as belonging to the *Palaeochelys* (s. l.).

26. cf. *Mauremys* (= *Chinemys*) *strandii* (SZALAI) (44:

SZALAI, 1934; VERESS, 1944; PACSA, 1958; MLYNARSKI et MÉSZÁROS, 1963; MLYNARSKI, 1966; 45, 46: VREMIR, unpubl.; 47? PETRESCU, oral comm.)

Chinemys strandii (SZALAI, 1934), is a species to which all the Testudinidae materials collected from the Early Oligocene (Rupelian) Dâncu Formation of Cluj region were ascribed. The taxonomic position of this species is still uncertain. In the light of the more recent investigations an allocation to the *Mauremys* group is considered (see LAPPARENT DE BROIN, 2001).

27. aff. *Sakya* (= *Geoemyda*) *malustensis* (MACAROVICI et MOTAS) (63: MACAROVICI et MOTAS, 1960; KHOZATSKY et MLYNARSKI, 1966; MLYNARSKI, 1969).

In LAPPARENT DE BROIN’s (2001) opinion, the Asiatic genera, such as *Chinemys*, *Geoemyda*, *Geoclemys* etc. and the North American genera *Emydoidea* and *Chrysemys*, to which many European fossil forms are attributed, are not present in Europe. For both Late Pliocene “*Geoemyda*” species a taxonomic re-evaluation is needed.

28. aff. *Sakya* (= *Geoemyda*) *mossoczyi* MLYNARSKI (63, 64: BERECZ et CUCU, 1979; KHOZATSKY et MLYNARSKI, 1966; MLYNARSKI, 1968).

Testudinidei BATSCH, 1788

29. *Testudo macarovicii* MLYNARSKI (63: MLYNARSKI, 1969; BACHMAYER et MLYNARSKI, 1983)

Taxonomic re-evaluation is needed.

30. *Testudo kalksburgensis* TOULA (65: FUHN et JURCSÁK, 1972).

Taxonomic re-evaluation is needed.

31. *Testudo graeca ibera* LINNAEUS (71: VREMIR, unpubl.)

32. *Testudo* aff. *graeca* LINNAEUS (63: BREREC et CUCU, 1979)

33. *Testudo* sp. (63: SIMIONESCU, 1922, 1930; 58: MLYNARSKI, 1966; 59, 62: VREMIR, unpubl.; 70: VENCZEL, oral comm.; 73: MURARU, 1984).

34. Testudinidei indet. cf. “*Geochelone*” sp. (60: FUCHS, unpubl.)

A small- to medium-sized specimen (carapace length approx. 30 cm) identified on the basis of a characteristic V shaped metaneural plate. *Geochelone* is no more to be utilized for the large land tortoises, because each of the various lineages which are separated in the lower Eocene has its own genera (LAPPARENT DE BROIN, 2001). This specimen could belong to the genus *Cheirogaster* BERGOUNIOUX. Re-examination is needed.

35. Testudinidae? indet. (25: RĂDULESCU et SAMSON, 1987)

Chelonii indet.

36. Chelonii indet. (6: KADLÉ, 1916; 9: GRIGORESCU et al., 1985; 3, 10–13, 18–20, 47, 56: VREMIR, unpubl; 54, 55: FERU et al., 1979 b, 1980; 67, 68: FERU et al. 1979 a; cf. *Kallokibotion* sp. 17: CODREA, oral comm.)

37. “Cheloniid footprint” Ichnotaxa indet.,
?Testudipedida (2: KOCH, 1900).

The re-evaluation of the “large cheloniid footprint” from the lower Cretaceous of Lăpus (KOCH, 1900) is not possible (unknown collection). Even the appartenance to this vertebrate group is questionable.

38. egg shells “*ovum testudinarum*” (8: GRIGORESCU, oral comm.)

Small-sized egg shell fragments allocated to a tortoise (possible *Kallokibotion*?) were recently identified in the late Maastrichtian microvertebrate assemblage of Tuștea (GRIGORESCU, oral communication).

Aknowledgements

I would like to thank for their help and valuable comments, also for providing literature, to *France de Lapparent de Broin* (Paris), *Balázs Farkas* and *László Kordos* (Budapest).

References — Irodalom

- BACHMAYER, F. and MLYNARSKI, M. 1983: Die fauna der Pontischen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). — *Annales Naturhistorisches Museum* 85/A, pp. 107–28.
- BARBU, I. Z. 1930: Catalogul vertebratelor fosile din România. — *Memoriile Secțiunii Științifice*, Ser. III, 7/2, pp. 7–23.
- BERECZ, L. S. and CUCU, D. 1979: Contribuții la cunoașterea faunei de vertebrate de la Mălușteni. *Lucrările Premiate la sesiunea cercului științific studențesc*. Univ. “A. I. Cuza”, pp. Iași, 93–102.
- CHKHIKVADZE, V. M. 1990: The Palaeogene turtles of the USSR (in Russian). *Metsnicreba*, pp. 1–95, Tbilisi.
- CIOBANU, M. 1977: Fauna fosilă din oligocenul de la Piatra Neamț. *Ed. Acad. Rom. București*, pp. 1–159.
- CODREA, V. and VREMIR, M. 1997: *Kallokibotion* bajazidi Nopcsa (Testudines, *Kallokibotidae*) in the Red Strata of Râpa Roșie – Sebeș (Alba county). — *Sargetia*, *Acta Musei Devensis*, ser. Sci. nat., 17, pp. 233–8.
- CODREA, V., VREMIR, M. and DICA, P. 1997: Calcarul de Cluj de la Someș-Dig (Cluj-Napoca): Semnificații paleoambientale și impactul activităților antropice asupra aflorimentului. — *Studii și cercetări (Șt. Naturii)*, 3, pp. 31–9.
- FARKAS, B. 1995: Fossil trionychid turtle types in Hungarian collections – a preliminary review (Reptilia, Testudines). — *Annales Historico Naturales Musei Nationale Hungarie* 87, pp. 57–62.
- FERU, M., RĂDULESCU, C., SAMSON, P. 1979a: Biostratigraphic (Micromammifères) des dépôts Plio-Pleistocènes du domain gétique de la Dépression Valaque. — *Travaux de Institut Speleologique “E. Racovitza”* 18, p. 141–69, București.
- FERU, M., RĂDULESCU, C. and SAMSON, P. 1979b: La faune de Micromammifères du Miocene de Tauți (dep. d’Arad). — *Travaux de Institut Speleologique “E. Racovitza”* 18, pp. 185.
- FERU, M., RĂDULESCU, C. and SAMSON, P. 1980: La faune de Micromammifères du Miocene de Comănești (dep. d’Arad). — *Travaux de Institut Speleologique “E. Racovitza”* 19, pp. 171.
- FICHTEL, J. E. 1780: Beitrag zur Mineralgeschichte von Siebenbürgen. Nürnberg.
- FUCHS, H. 1962: Adatok a koródi rétegek ősszállatvilágának pontosabb ismeretéhez. — *Földtani Közöny* 91 (4), pp. 448–449.
- FUCHS, H. 1994a: Adatok a kolozsvári (Cluj, România) felsőocénból leírt „*Euclastes*” kochi Lőrenthey, 1903 (Testudinata, Cheloniidae?) faj pontosabb ismeretéhez. — *Földtani Közöny* 124 (4), pp. 479–82.
- FUCHS, H. 1994b: Trionychoidea sensu GRAY 1873 öregcsaládba tartozó teknőspáncél-töredék Kolozsvár (Cluj, Románia) eocén képződményeiből. — *Földtani Közöny* 124 (4), pp. 483–488.
- FUHN, I. E. and JURCSÁK, T. 1972: O țestoasă nouă pentru fauna paleoherpetologică a României: *Testudo kalksburgensis*, Toulă 1896 — Dealul viilor, Oradea. Centenar Muzeal Orădean, Oradea, pp. 667–672.
- GAFFNEY, E. S. and MEYLAN, P. A. 1992: The Transylvanian turtle *Kallokibotion*, a primitive Cryptodire of Cretaceous age. — *American Museum Novitates* 3040, pp. 1–37.
- GHEERBRANT, E., CODREA, V., HOSU, A., SEN, S., GUERNET, C., LAPPARENT DE BROIN, F. and RIVELINE, J. 1999: Découverte en Transylvanie (Roumanie) de gisements à vertébrés dans les Calcaires de Rona (Thanetien ou Sparnacien): les plus anciens mammifères cénozoïques d’Europe Orientale. — *Eclogae Helvetiae, Geologia Helvetiae* 92, pp. 517–35.
- GHEERBRANT, E., CODREA, V., LAPPARENT DE BROIN, F., PETRESCU, I., DICA, E. P., FĂRCAȘ, C. 2003: Earliest Tertiary vertebrate fauna including mammals from Eastern Europe (Jibou Fm, NW Transylvania, Romania). — *The fourth Romanian Symposium on Palaeontology. Cluj-Napoca, Codrea, V. and Dica, P. eds., Abstract vol.*, pp. 21–22.
- GLAESSNER, M. F. 1935: Bemerkungen zur tertiären Schildkrötenfauna Ungarns. — *Zbl. Mineral, Abt. 1* (4), pp. 124–127.
- GRIGORESCU, D. 1983: Cadrul stratigrafic și paleoecologic al depozitelor continentale cu dinosaurieni din bazinul Hațeg. *Sargetia*. — *Acta Musei Devensis, ser. Sci. nat.* 13, pp. 37–47.
- GRIGORESCU, D., HARTEMBERG, J. L., RĂDULESCU, C., SAMSON, P. and SUDRE, J. 1985: Découverte de mammifères et dinosaures dans le Cretacé supérieur de Pui (Roumanie). — *Comptes Rendues de Academie Scientifique Paris* 301, ser. II/19, pp. 1365–1368.
- GROZA, I. 1983: Rezultatele preliminare ale cercetărilor întreprinse de către Muzeul județean Hunedoara – Deva în stratele cu dinosaurieni de la Sînpetru–Hațeg. *Sargetia*. — *Acta Musei Devensis, ser. Sci. nat.* 13, pp. 49–66.
- HUZA, R., JURCSÁK, T. and TALLODI, E. 1987: Fauna de reptile triasice din Bihor. — *Nymphaea. Folia Naturae Bihariae* 17, pp. 571–578.

- JIANU, C.-M., MÉSZÁROS, M., CODREA, V. 1997: A new collection of Hațeg and Râpa Roșie material (Dinosauria, Crocodilia, Chelonia) in the Cluj-Napoca University. Sargetia. — *Acta Musei Devensis, ser. Sci. nat.* 17, pp. 219–232.
- JURCSÁK, T. 1973: Date noi asupra reptilelor de vârstă Mezozoică din Transilvania. — *Nymphaea, Folia Naturae Bihariae* 1, pp. 245–261.
- JURCSÁK, T. 1976: Noi descoperiri de reptile fosile în Triasicul de la Aleșd. — *Nymphaea, Folia Naturae Bihariae* 4, pp. 67–105.
- JURCSÁK, T. 1978: Rezultate noi în studiul saurianilor fosili de la Aleșd. — *Nymphaea, Folia Naturae Bihariae* 6, pp. 15–60.
- KADIĆ, O. 1916: Jelentés az 1915. évben végzett ásatásairól: II A valórai dinosaurusok gyűjtése. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi jelentése 1915-ről*, pp. 573–6.
- KHOZATSKY, L. I. and MLYNARSKI, M. 1966: Fossil tortoise of the genus *Geoemyda* (s. lat.) of Europe. — *Acta Zoologica Cracoviensia* 9 (3), pp. 398–421.
- KOCH, A. 1884: Előleges közlemény a középeocén durvamészköben ujjban talált gerinces maradványokról. — *Orvosi és Természettudományi Értesítő* 9, pp. 92–94.
- KOCH, A. 1894: Az erdélyi medence harmadkori képződményei. I rész Paleogén csoport. — *Földtani Intézet Évkönyve* 10, pp. 161–356.
- KOCH, A. 1900: A Magyar Korona országainak kövült gerincesállat maradványainak rendszeres átnézete. — *A Magyar Orvosi és Természettudományi Vizsgálatok Munkálatai*, Budapest, pp. 538.
- LAPPARENT DE BROIN, F., 2001: The European turtle fauna from the Triassic to the Present. — *Dumerilia* 4 (3), pp. 155–217, Paris.
- LAPPARENT DE BROIN, F., MURELEGA BEREIKUA, X., 2003: Presence of Dortokidae (Chelonii, Pleurodira) in the earliest Tertiary of the Jibou Formation, Romania: palaeobiogeographical implications. — *The fourth Romanian Symposium on Paleontology, Cluj-Napoca. Codrea, V. and Dica, P. eds., Abstract vol.*, p. 34.
- LÖRENTHEY, I. 1903: Zwei neue schildkröten aus dem Eozän von Kolozsvár. — *Földtani Közlemények* 33 (5–6), pp. 249–266.
- MACAROVICI, N. and VANCEA, S. 1960: Sur le restes tortues de la faune de Mălușteni de la Moldavie meridionale (Roumanie). — *Analele Științifice ale Universității "Al. I. Cuza"*, 6 (2), pp. 377–386.
- MACAROVICI, N. and MOTAȘ, I. 1965: Asupra unui *Trionyx* sp. găsit în Kersonianul din Munții Vrancei. — *Analele Științifice ale Universității "Al. I. Cuza"*, 11, ser. II b., pp. 93–6, Iași.
- MACAROVICI, N. and TURCULEȚ, I. 1972: Paleontologia Startigrafică a României. Ed. Tehnică, București, 263 p.
- MLYNARSKI, M. 1966: Die fossilen Schildkröten in dem ungarischen sammlungen. — *Acta Zoologica Cracoviensia* 11 (8), pp. 223–88.
- MLYNARSKI, M. 1968: Die plio-pleistozänen Schildkröten Mitteleuropas. — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A, Geol. Palaeont.* 13 (3), pp. 351–6.
- MLYNARSKI, M. 1969: Remarks on the fossil Chelonians from Mălușteni in Southern Moldavia, Romania. — *Acta Zoologica Cracoviensia* 14 (7), pp. 151–62.
- MLYNARSKI, M. and MÉSZÁROS, M. 1963: Systematic position of *Clemmys strandi* (Szalai, 1934) (Testudines, Emydidae) from the upper Oligocene of Cluj. — *Acta Zoologica Cracoviensia* 8 (9), pp. 324–34.
- MURARU, A. 1984: Contribuții la studiul sistemului carstic din Dealul Luna. — *Buletin Speologic Informativ* 8, pp. 37–47.
- NOPCSA, F. 1897: Vorläufiger Bericht über das Auftreten oberer Kreide im Hatszegeger Tale in Siebenbürgen. — *Verheindlung der Kaiserlichen und Königlischen Geologischen Reichs Anstalt Wien*. 247 p.
- NOPCSA, F. 1923a: On the geological importance of the primitive reptilian fauna in the uppermost Cretaceous with a description of a new tortoise (Kallokibotion). Quarterly — *Journal of the Geological Society* 79 (1), pp. 100–116.
- NOPCSA, F. 1923b: Kallokibotion, a primitive amphychelidean tortoise from the uppermost Cretaceous of Hungary. — *Paleontologia Hungarica* 1 (1), pp. 1–34.
- PACSA, L. 1958: Teknősmaradványok a kolozsvári Fellegvár forgácskúti szintjének felső részéből. — Kézirat, Cluj-Napoca.
- PÁVAI, E. 1871: Kolozsvár környékének földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 2, 327 p.
- PETERS, K. F. 1855: Schildkrötenreste aus dem Östereichischen Tertarablagerungen. — *Denskskr. Akad. Wiss. (Math.-Naturwiss. Kl)* 9, pp. 1–22.
- POPOROGU, E. 1972: Prezența unui chelonian fosil — *Trionyx* sp. în sedimentele orizontului 2 din bazinul Petroșani în câmpul minier Lupeni. Sargetia. — *Acta Musei Devensis, Ser. Sci. nat.* 9, 211 p.
- RĂDULESCU, C. and SAMSON, P. 1987: Eocene mammals from Romania with a review of Embrithopods. In "The Eocene of Transylvanian Basin", pp. 135–142, Cluj.
- SAMSON, P. and RĂDULESCU, C. 1963: Les faunes mammalogiques du Pleistocene inférieur et moyen de Roumanie. — *Comptes Rendues de Academie Scientifique Paris* 257 p.
- SIMIONESCU, I. 1922: Fauna vertebrată dela Mălușteni. — *Anuarul Institutului Geologic al României* 9 (1915–1920), pp. 451–455.
- SIMIONESCU, I. 1930: Vertebratele Pliocene de la Mălușteni (Covurlui). — *Academia Romana, Publ. Fond Vasile Adamachi* 9 (49), pp. 1–65, București.
- SZALAI, T. 1932: Verzeichnis der Ungarischen testudinaten. — *Földtani Közlemények* 62, pp. 220–222.
- SZALAI, T. 1934: Die fossilen Schildkröten Ungarns. — *Folia Zoologica et Hydrobiologica* 6 (2), pp. 97–192.
- VANG-LAURIDSEN, H. 1998: Tertioere Trionychidae (Reptilia; Testudines) i karpatiske aflejringer. — PhD thesk. Manuscript. Kobenhavns Universitet; 130 p, 85 figs.
- VENCZEL, M. 1990: Date asupra herpetofaunei fosile de la Subpiatră (judetul Bihor). — *Crisia* 20, pp. 543–552.
- VERESS, A. 1944: A kolozsvári Fellegvár rétegei és azok faunája. — Ph. D. Thesis (manuscript); University of Cluj, Cluj-Napoca.
- VREMIR, M. 1995: On the Upper Eocene (Bartonian) sea turtle paleofauna (Cheloniidae, Testudines) from Transylvanian Depression (Romania). — *Studia Universitatis Babeș-Bolyai, ser. Geol.* 40 (2), pp. 53–62.
- VREMIR, M. and CODREA, V. 1996: *Palaeochelys* sp. (s. l.) (Testudines; Emydidae) from the Paleocene of Transylvanian Depression: Outcrops from Rona and Jibou (Sălaj County, Romania). — *Studii și Cercetări (Șt. Naturii)*, 2, pp. 75–81.
- VREMIR, M. and CODREA, V. 1997: A soft-shelled turtle (Testudines, Trionychidae) in the Eggenburgian of Coasta Mare (Cluj). — *Nymphaea, Folia Naturae Bihariae* 23–25, pp. 69–76.
- VREMIR, M., CODREA, V. and FARKAS, B. 1997: *Trionyx stiriacus* Peters, 1855 (Reptilia, Testudines) from the Sarmatian (Middle Miocene) of Minișu de Sus (Romania). *Annales Historico-Naturale Musei Nationale Hungarie* 89, pp. 43–52.
- VREMIR, M. 2000: Fossil Turtles of Romania. A general overview. *2nd Romanian Palaeontological Symposium, Abstract vol.*, pp. 55–56.
- VREMIR, M. (in prep): Diversity in the Late Cretaceous Early Tertiary turtle paleofauna of Transylvania (Romania).

Sziklás eocén tengerpart a kréta korú Vértessomló-rátolódás mentén (Szarvas-kút, Vértés)

*Abrasional Eocene rocky shore along the Cretaceous Vértessomló Thrust
(Szarvas-kút, Vértés Hills, Hungary)*

FODOR LÁSZLÓ^{1,3} és BÍRÓ ISTVÁN²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia 14, Hungary, fodor@maf.hu;

²Eötvös Loránd Tudományegyetem, Regionális Földtani Tanszék, H-1171 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c

³Vrije Universiteit, Amsterdam, Netherlands Centre for Integrated Solid Earth Science (ISES), The Netherlands

T á r g y s z a v a k : tektonika, rátolódás, redő, kréta, eocén, abrázió, Magyarország, Dunántúl

K e y w o r d s : tectonics, thrust, fold, Cretaceous, Eocene, abrasion, Hungary, Transdanubia

Összefoglalás

A Vértés északi részén, a Szarvas-kút–Terv-út mentén a jelenleg folyó földtani térképezés új adatokat szolgáltatott a Vértessomló–Nagykovácsi zóna fejlődésére vonatkozóan. Több új jura előfordulás és szerkezeti mérések alapján a zóna helyi eleme, a Szarvaskúti-rátolódás ÉÉNY–DDK-i összenyomásra keletkezett a kréta (albai?) folyamán. Az alátolt kréta üledékek erősen meggyűrődtek. A rátolódást az eocén rétegsor kezdő tagjai fosszilizálták. Az alátolt kréta (apti–kora-albai) mészhomokkőre, aleurolitra kavicsos-görgeteges eocén rétegek, majd bioklasztos mészkövek települnek. A 100 cm méretet is elérő, triász és jura mészkő anyagú klasztok egy része fűrőkagyló-nyomos. A fűrt-megmart kavicsok, görgetegek valószínűleg egy közeli sziklás tengerparttól gravitációsan halmozódtak leülepedési helyükre. A klasztok a rátolt közettömegekből származnak és igazolják, hogy a rátolódás két oldalán levő blokkok (feltolt triász–jura és alátolt kréta kőzetek) már az eocénben is a mai relatív helyzetben voltak. Az eocén képződmények azt is jelzik, hogy a Vértessomló-vonal nem vagy csak minimálisan működött a harmadidőszakban, azaz a Nagykovácsi-vonal menti eltolódás északabba, a Tatabányai-medence déli peremén mehetett végbe.

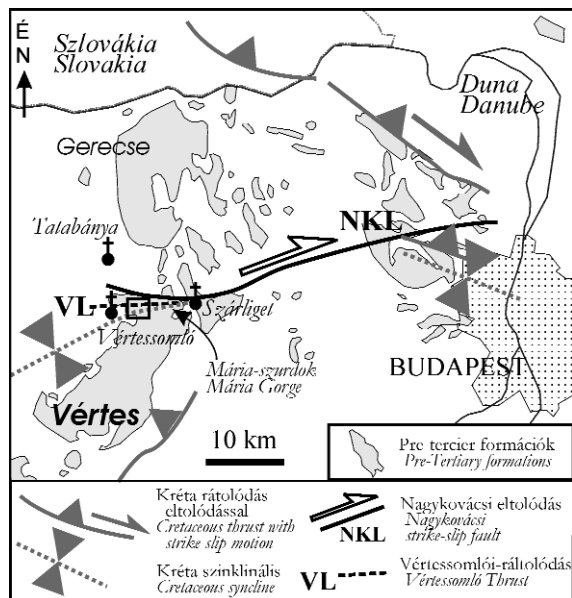
Bevezetés

A Vértessomló–Nagykovácsi-vonal a Dunántúli-középhegység egyik legjelentősebb szerkezeti eleme (1. ábra). A vonal pontos lefutását, működésének korát, illetve jellegét illetően eltérőek az álláspontok. Míg CSÁSZÁR et al. (1978), CSÁSZÁR (1995) kréta korúnak és inkább rátolódásnak tart-

Abstract

New geological mapping and structural observations permitted to reconstruct the evolution of the western part of the E–W trending Vértessomló–Nagykovácsi Line (Figure 1). The local segment of this important tectonic zone, the Szarvaskút Thrust was formed by NNW–SSE compression during the Cretaceous, probably in the Albian. Some new Jurassic occurrences between the Triassic (hanging wall) and Cretaceous (footwall) can be interpreted as slices connected to the thrust (Figure 2, 4, a–c, 5a–b). Cretaceous rocks were strongly folded in the footwall as demonstrated earlier by Maros (1988, Figure 5, b). Late Cretaceous–Palaeocene denudation levelled the topography both above footwall and hanging wall (Figure 5, c). The basal layers of the middle Eocene succession exhumed the Cretaceous geometry of the footwall and hanging wall blocks. These basal Eocene layers contain pebbles and boulders (up to 1 m) made of Triassic and Jurassic limestones, Cretaceous calcarenites and vein calcite (Figure 3). Part of the blocks is bioperforated by *Lithophaga* sp. (?), which indicate a rocky shore along the hanging wall of the former thrust (Figure 5, e). Bioperforated blocks were transported by gravity flows in to the basin and covered by bioclastic limestone. Miocene extensional faulting (Figure 4, e–f) and Quaternary valley incision represent the final steps in evolution. The Eocene fossilisation of the Cretaceous thrust demonstrates the absence of considerable Tertiary strike-slip tectonics along the western segment of the Vértessomló–Nagykovácsi Line. As similar observations were made both in the eastern (Bíró 2003) and western segments (CSÁSZÁR 1995, 2002) Cretaceous age and compressional origin can be hold for the whole Vértessomló Line within the Vértés Hills. In consequence, the Eocene and/or Miocene strike-slip of the Nagykovácsi Line continued along the southern boundary of the Tatabánya Basin and did not involve the Vértessomló Line.

ja, addig MAROS (1988) inkább eltolódásként értelmezte. BALLA és DUDKO (1989) a vonal vértési szakaszát miocén balos, középső és keleti szakaszát miocén jobbos eltolódásként értelmezte. FODOR et al. (1994) a vonalat eocén jobbos eltolódásként tekintette, de annak vértési szakaszát BALLA, DUDKO (1989) munkájától eltérően, a mezozoos kibukkanásoktól északra húzta meg (1. ábra).



1. ábra. A Vértes hegység és a vizsgált terület (kis négyzet) helyzete a környezeti fő kréta szerkezeteihez viszonyítva. A Nagykovácsi eltolódás főleg a terciárban működött, de lehetett kréta mozgása is
Figure 1. Location of the Vértes Hills and the study area (small square) with respect to to major Cretaceous structures in central Hungary. The Nagykovácsi strike-slip fault was mainly active in the Tertiary but might have Cretaceous slip as well

A TAEGER (1909) által definiált „Szár-Somlyó törésvonal” (a továbbiakban Vértessomlói-vonal) a Vértes északi részének legbonyolultabb területén, a tatabányai Szarvaskút környékén halad át. A mezozoos rétegsorok erősen gyűrtek, összetetten deformálódtak, amint arra TAEGER (1909) vázlatos, illetve MAROS (1986, 1988) részletes tanulmányai rávilágítottak. Ezen az összetett felépítésű területen a Vértes–Gerecse területén folyó földtani térképezés és kutatás eredményeképpen ismertté vált az eocén rétegsor kezdőtagja. Az eddig négy pontban meglett képződmény érdekese az eocén paleomorfológia és ősföldrajz szempontjából is, de különösen jelentős a bonyolult a Vértessomlói-vonal szerkezetfejlődésének megértésében és az említett gyűrődés korának meghatározása szempontjából.

Eocén képződmények leírása

Az eocén alaprétegek a tatabányai Szarvaskút 500 méteres körzetében, vértesi viszonylatban jó feltárásokban tanulmányozhatók (2. ábra). Ezek közül a legnagyobb a kúttól 50–80 méterre északnyugatra, az aszfalozott Terv-út nagy kanyarjában található. Ezt a pontot MAROS (1986) is észlelte szakdolgozatában és az oligocén–miocén törmelékes képződmények közé sorolta. A területen Tálás Pál is végzett térképezést, de mivel jegyzőkönyv nem csatlakozik munkájához, így nem tudható, észlelte-e a kérdéses rétegeket.

Az útkanyar alján vöröses szürke vagy szürke kréta márga, meszes aleurolit, finomszemű mészhomokkő rétegei találhatóak, amelyek a Tatai és Vértessomlói

Formációk átmeneti tagját alkotják (CSÁSZÁR, szóbeli közlés). A kréta rétegek szabálytalanul lepusztított felszínére eocén képződmények települnek (3. ábra). Az alsó rétegekben felszakított kréta rétegdarabok, nagyobb, kissé kerekített, illetve kisebb, de jól kerekített Dachsteini Mész-kő tömbök, kavicsok jelennek meg. A még helyben lévő szabálytalanul lepusztult kréta köztörmelék felszínére apró kvareshemcsék tapadnak. A finomszemű mátrix nem képez erős kötést, így az üledék eléggé laza. A triász mészkőtömbök átmérője felfelé nő, ugyanakkor kimaradnak a kréta klasztok. A szálfeltáras feletti kis platón már 70–100 cm átmérőjű klasztok, kissé kerekített tömbök jelennek meg.

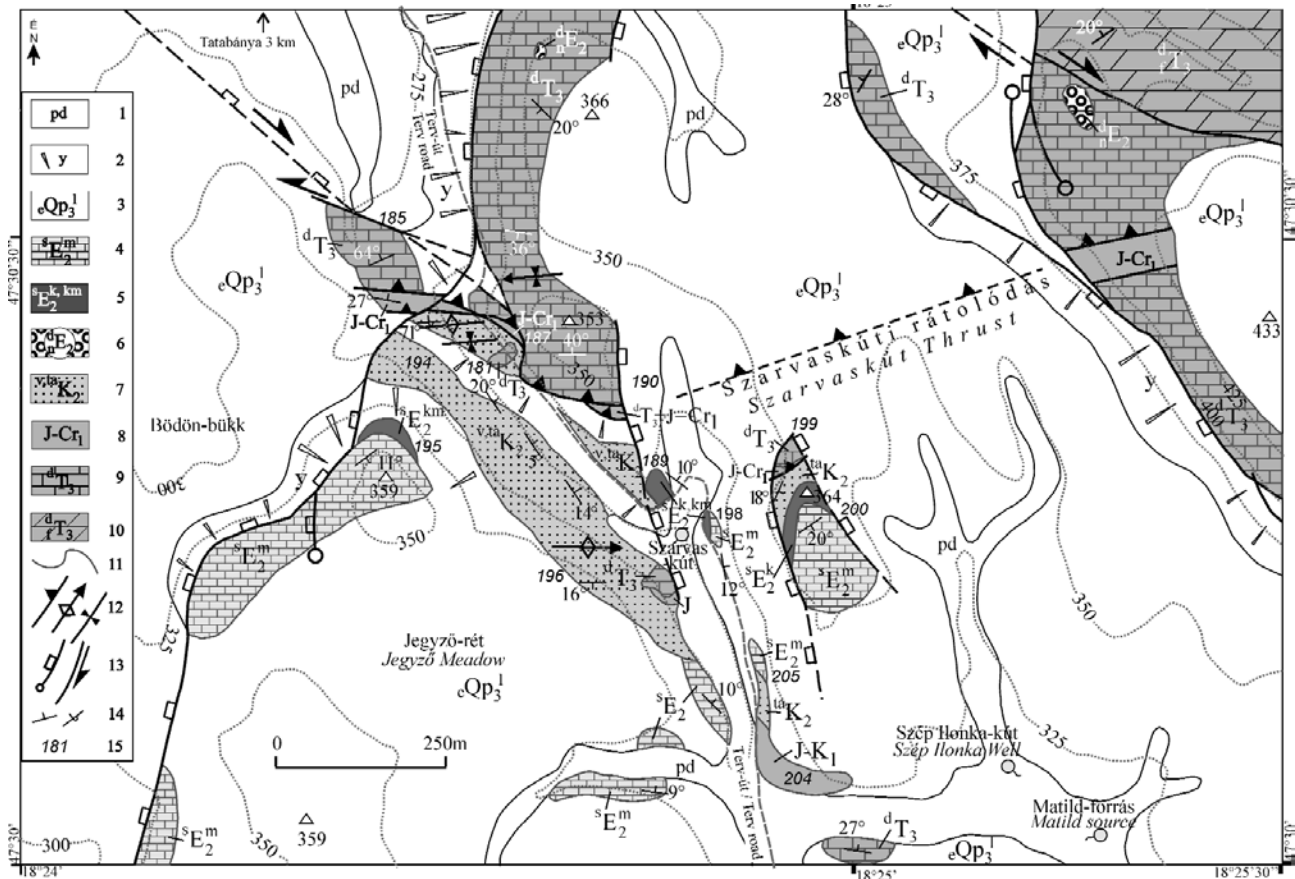
A mészkőklasztok egy része bioperforált, az ujjnyi fűrészi nyomok feltehetőleg fűrókagylók (*Lithophaga* sp.?) tevékenységének köszönhetőek (3. ábra, e). Rosszul-jól kerekített fűrt kavicsok az alsóbb rétegekben is megjelennek, míg a legfelső, legnagyobb tömbök egy része szintén fűrészi nyomokat visel.

E feltárástól légvonalban 80 méterre, a Szarvas-kúttól 50 méterre ÉK-re, a Terv-út következő bevágásában az eocén Szőci Mész-kő rétegei jelennek meg. Legalul meszes konglomerátum bukkan ki, amelyben 10–30 cm-es triász mészkő klasztok, néhány jura anyagú kavics és több kréta mészhomokkő klasztr jelenik meg, néhány kalcit kavics mellett. Feljebb a kavicsok, klasztok mérete és gyakorisága csökken. A kőzet mészhomokkő, amely pados és normál gradációt mutat. A padok egyenetlen alsó felszíne enyhe erózió és/vagy rétegterhelés miatt jött létre. A fosszília-töredékek (forminifera, ostrea) és életnyomok mellett kevés kvarc is megjelenik. Mindkét kőzet meszes kötőanyagú, kemény.

A Szarvas-kúttól 200 méterre keletre, a 364 magas dombon 10–15 méter vastag mészhomokkő (Tatai F.) települ a Dachsteini Mész-kőre és kisebb jura foszlányokra (199–200-as feltárások). A kréta üledékek felett mintegy 2 méter vastagságban eocén kavicsok találhatóak, a mátrix nem látható. A kavicsok változatosan kerekített triász mészkőből, illetve változatos színű kalcitból állnak. A triász klasztok egy része fűrt. A legnagyobb tömb 70 cm-es. A fedő az útbevágás eocén mészkőrétegeivel (Szőci F.) egyezik meg.

A Szarvas-kúttól 450 méterre NyÉNy-ra, a Bődön-Bükk-től keletre levő 359 méteres magassági pont északi lejtőjén szálaban, illetve negyedidőszaki lejtőtörmelék tömbjeiként eocén Szőci Mész-kőbe cementáltan vagy önállóan triász mészkőkavicsok találhatóak. A legnagyobb tömb 60–80 cm-es, ami egyértelműen az eocén rétegekben található (3. ábra, f–g). Az eocén alaprétegek közvetlen fekéje a lejtőtörmelék miatt nem látható, de a völgyoldalban lejjebb Tatai F. bukkan ki (MAROS, 1986, 1988).

Mind a négy feltáras azonos rétegsort tár fel az eocén Szőci Mész-kő bázisán. Különbség a mátrix szemcseméretében és kötöttségében van csak. A 195-ös és 198-as pontban a tömbök egyértelműen eocén mészkőben vannak, így koruk is középső-eocén. Ezt támasztják alá a fűrókagylók nyomai, mivel ezek igen gyakoriak a Vértes-



2. ábra. A terület földtani térképe MAROS (1988), TÁLAS PÁL (kézirat) és saját észlelések alapján

1–3: Negyedidőszak, 1) proluviális-deluviális üledékek, 2) lejtőtörmelék, 3) késő-Pleisztocén lösz, 4–6: középső-eocén, 4) Szőci F., mészkő, 5) Szőci F., kavics, kavicsos mészkő, 6) Dorogi F., Nagyegyházi Tagozat, breccsa, 7) késő-apti–kora-albai Vértessomló és Tatai F., mészkő, aleuritós márga, 8) Jura–kora-kréta mészkő, 9–10: késő-triász, 9) Dachsteini F., mészkő, 10) Dachsteini F., Fenyőfői Tagozat, meszes dolomit, rózsaszín mészkő, 11) képződményhatár, 12) rátolódás/ antiklinális tengelydőléssel/ szinklinális, 13) normálvető vetővéggel és eltolódás, 14) dőlés és átbuktatott dőlés

Figure 2. Geological map of the Szarvaskút area after MAROS (1988), PÁL TÁLAS (unpublished) and own observation

1–3: Quaternar, 1) proluvial-deluvial sediments, 2) slope debris, 3) late Pleistocene loess, 4–6: Middle Eocene, 4) Szőc Fm., limestone, 5) Szőc Fm., gravel, pebbly limestone, 6) Dorog Fm., Nagyegyháza Member, breccia, 7) late Aptian–early Albian Vértessomló and Tata Fm., limestone, silty marl, 8) Jurassic–Early Cretaceous limestone, 9–10) late Triassic, 9) Dachstein Fm., limestone, 10) Dachsteini Fm., Fenyőfői Member, calcareous dolomite, pinkish limestone, 11) formation boundary, 12) thrust/ anticline with axial plunge/ syncline, 13) normal fault with tip and strike-slip fault, 14) normal and overturned dip

ben az eocén rétegek alatti sziklákon, illetve az alaprétegek törmelékein (KERCSMÁR 1995, 1996, KÓTA 2001). A fűrkagylók és a meszes mátrix tengeri eredetig igazolnak nem csak a leülepedés, de a törmelék eredeti keletkezési helyére vonatkozólag is. Valószínű, hogy a fűrt vagy fűrés nélküli klasztrók sziklás, abráziós tengerparton keletkeztek. A jól kerekített kavicsokat a hullámverés koptatta, míg a szögletesebbek alig mozoghattak. Ezek esetében igen valószínű, hogy katasztrofális sziklaomlással zuhantak a tengerbe. A törmelék vihar során vagy gravitációs áthalmozással került kissé mélyebbre, a leülepedés helyére.

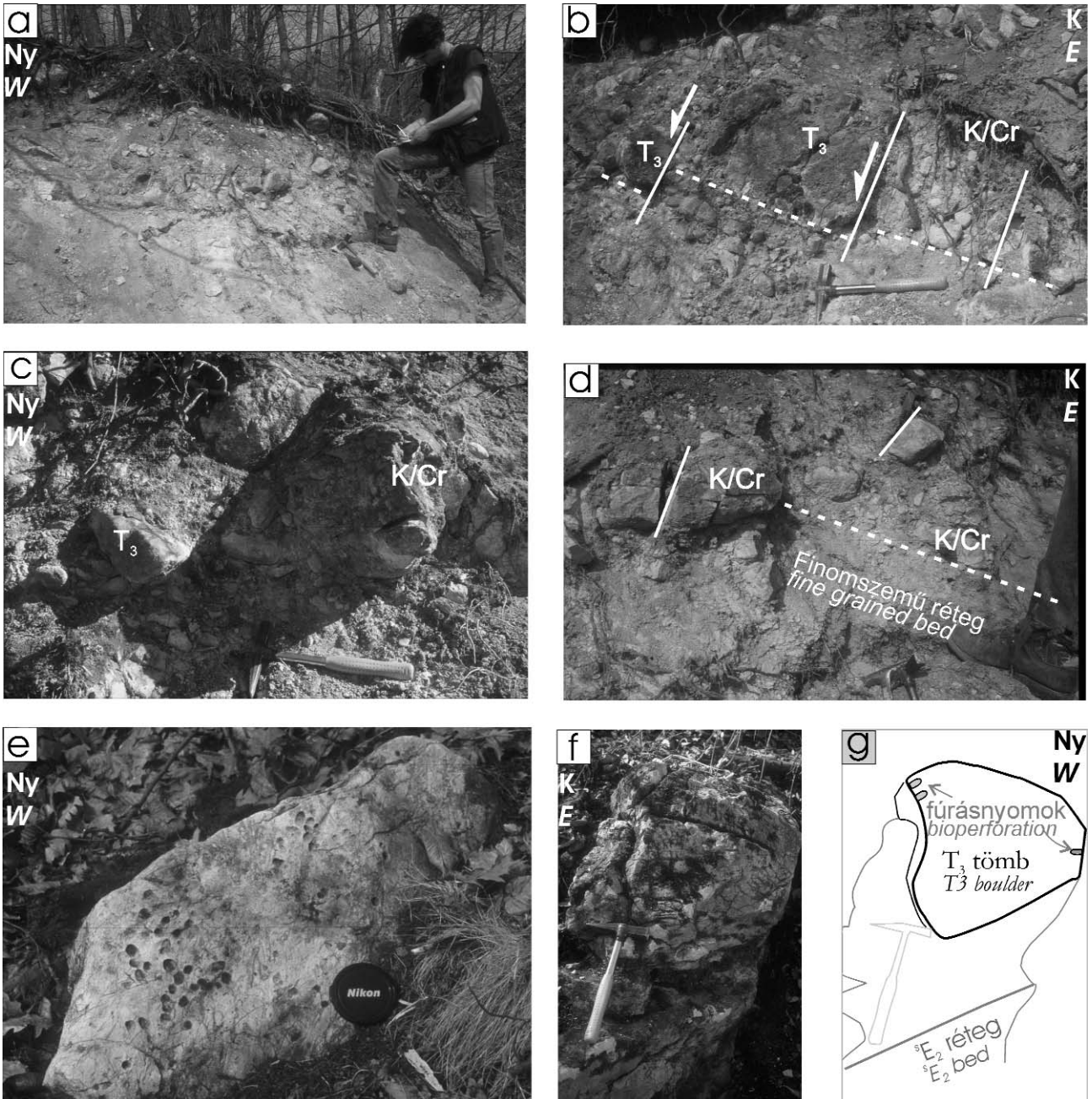
A törmelék forrásterülete és így a valószínű sziklás part is biztonsággal azonosítható. A 195., 189., 198. feltárásoktól 220–120 méterre északra ill. északkeletre levő hegyen (353 méteres magassági pont) bukkan ki legközelebb a Dachsteini Mészkő. Más irányból a törmelék nem érkezhett a 195. feltáráshoz, mivel nincs a közelben lehetséges triász mészkő forrás. A többi feltárás esetében déli eredet sem zárható ki a Szép Ilonka-kút körzetéből,

kb. 500 méterről. Ez a triász kibukkanás azonban a 204–205. feltárások jura-kréta rétegsora alatt van, amelyre „alapkavicsok” nélkül települ az eocén mészkő (2. ábra).

Szerkezeti adatok

A térképezéssel együtt szerkezeti mérésekre és szerkezetelemzésre is került. Ezek részletes elemzését és MAROS (1986, 1988) adataival és értelmezésével való összevetését egy későbbi munkában adjuk meg; jelen dolgozatban csak a fontosabb megfigyeléseket, megállapításokat közöljük.

A Terv-út mentén MAROS (1986, 1988) dokumentálta azt a jelentékenyen deformált zónát, mely mentén a triász magasabb topográfiai helyzetben kréta formációkkal érintkezik. Az érintkezés mentén a kréta krinoideás mészkő változatos alakú redőkbe gyűrődött (MAROS, 1988). E zóna csapásában, a völgyben Tálás kéziratos térképén már be-

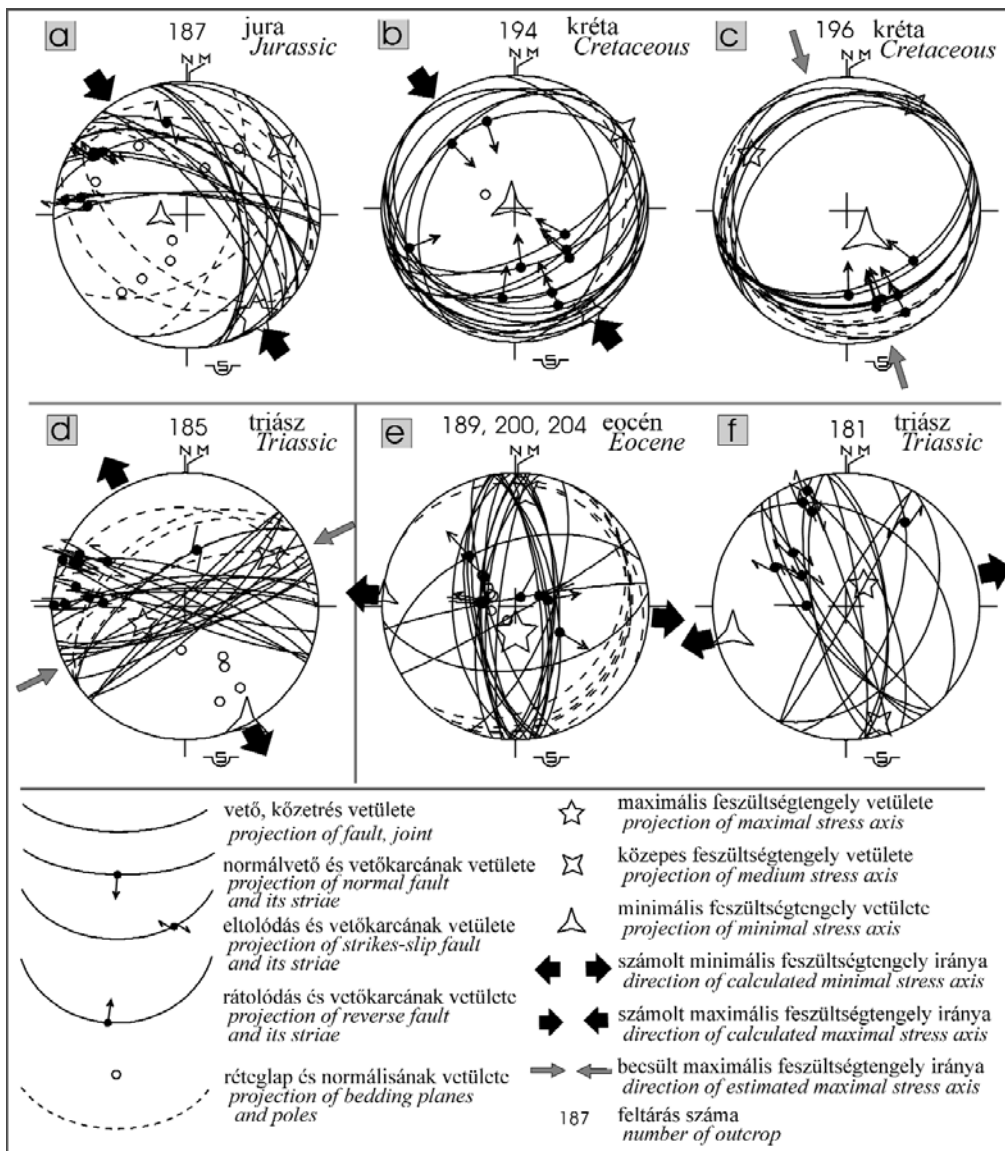


3. ábra. Eocén alaprétegek a Terv-útnak a Szarvas-kút melletti kanyarjában, illetve a Jegyző-rét északi pereme alatt (189. ill. 195. feltárások, helyük a 2. ábrán látható)

- a) ÉÉK felé dőlő laza kavicsrétegek. b) A kavicsok gyakran széttröktek, illetve É-D-i csapású normálvetőkkel deformáltak. c) Nagyobb triász (T_3) és kréta (K/Cr) tömbök között kisebb, de jobban kerekített triász anyagú kavicsok alkotják az alaprétegeket. d) Enyhén észak felé dőlő finomszemű eocén rétegek, melyben a laposabb kréta törmelékdarabok (K/Cr) az eocén réteggel párhuzamosak vannak. e) Fürt triász mészkőtömb a 189. feltárás feletti platón. f) ~50 cm-es triász anyagú tömb eocén mészkőben, a 195-ös feltárásban. A tömb 150 méterről, a 187. feltárás környékéről származhat. g) Az előző kép értelmezett rajza. A fúrásnyomok a fotón nem látszanak. A méretarányt a kalapács illetve a geológus adja

Figure 3. Basal Eocene layers along the Terv road, near the Szarvas Well and north of the edge of the Jegyző Meadow (Figure 2, outcrops 189, 195). The basal beds are consisted of coarsening upward sequence of pebble and boulder layers

- a) NNE dipping loose gravel bed. b) Clasts are frequently fractured and deformed by N-S trending Miocene normal faults and joints. c) Between the larger, subrounded Triassic pebbles (T_3) and more angular Cretaceous clasts (K/Cr) smaller, well rounded Triassic pebbles occur. d) Gently north dipping Eocene layers with fine-grained matrix. Cretaceous clasts are parallel to Eocene bedding and derived from local basement. e) Large bioperforated Triassic clast in the upper part of the outcrop 189. Clast was derived from ~150m north, near outcrop 190. f) ~50cm large Triassic clast in Eocene limestone, north of the Jegyző-rét, in outcrop 195. The source area (outcrop 187) is now separated by a Quaternary valley. g) Interpreted drawing of the Meadow previous Figure 3f. Borings are not visible on the photo. Geologist and/or hammer for scale



4. ábra. Törései szerkezeti adatok a Szarvas-kút környékéről. A sztereogramok alsó félgömb vetületben mutatják a vetőkarcos töréseket, litoklázisokat, réteglapat. a–c) Kréta (albai?) kompresszió töréseit mutatja. d) KÉK–NyYDny-i csapású balos eltolódások, melyek még a terciér előtt reaktiválhatták a rátolódást. e–f) Tenziós feszültségtér, mely a miocénben, akár több fázisban is töréseket hozott létre. A deformált kőzetek korát a jobb felső sarokban jelezjük. A felső középső számok a 2. ábra feltárásait jelzik

Figure 4. Brittle structural data from the area. a–c) Depict Cretaceous (Albian?) compression related to the Szarvaskút Thrust. d) Shows ESE–WNW sinistral faults which could reactivate the thrust before Cenozoic. e–f) Demonstrate tensional stress field, which fractured the area in the Miocene, probably in several phases. Stereograms on Schmidt net, lower hemisphere projection. Age of deformed rocks is indicated at right upper corner. Number refers to outcrops of Figure 2

rajzolt egy kisebb jura előfordulást, amely valószínűleg igen redukált felső-jura rétegeket foglal magába (CSÁSZÁR, szóbeli közlés). Térképezésünk során több helyen megtaláltuk a triász és kréta képződmények között a jura rétegeket (2. ábra, 199, 190. feltárás). A leglátványosabb az út menti deformált zónában, az út fölötti 187. előfordulás (2. ábra). Az 1–2 m vastag jura rétegsor észak felé, a triász mészkő alá dől, míg a kréta erősen gyűrű, helyenként dél felé átbuktatott, de jórészt szintén észak felé dől; a jurát becsipett pikkelyen értelmezzük. A triász–jura határon közvetlenül jobbos-rátolódásos karcok mérhetőek, amelyek nagyjából ÉÉNy–DDK-i összenyomás hatására jöttek létre (4. ábra, a). Hasonló feszültségtér az út alatti völgy mind-

két oldalán levő kőzetekben is megállapítható. A triászban és a krétában mért egyéb redők (2. ábra) és a MAROS (1986, 1988) által dokumentált duplexek a számított összenyomással (kompresszióval) összhangban vannak (4. ábra, b–c, 194-es feltárás). Ezen adatok alapján a zóna rátolódásként értelmezhető, amelyben a jura néhány méter széles pikkelyben van jelen.

A mezotektonikai adatok alapján egy KÉK–Ny–Dny-i összenyomás is kimutatható, amely a rátolódásos zónát ferdecúsású balos eltolódásként is reaktiválhatta (2., 4. ábra, d). Redőket, rátolódásokat és balos eltolódásokat az eocén feltárásokban nem sikerült azonosítani, ami az előbb említett két feszültségtér eocén előtti korára utal. A

tercier kőzeteket is metszik viszont az É–D-i és ÉK–DNy-i csapású vetők. A feltárások mindegyikében kisebb vetőkarcos síkok, közetrések, illetve a 189. pontban eltört kavicsok kis normálvetői jelzik a töréses deformációt (4. ábra, c–f). A K–Ny–KDK–NyÉNy-i húzásos feszültségtér hatására normálvetők jöttek létre. Egy ilyen normálvető okozhatta a 200–as és 198–as feltárások közötti topográfiai különbséget, holott mindkettő ugyanazt a rétegtani szintet tárja fel, 350 illetve 310 méteren. E mozgások valószínűleg a miocénben–pliocénben, esetleg több fázisban következtek be (MAROS 1986; FODOR 2002).

A sziklás part kialakulása, szerkezetfejlődése

A felső-triász mészkő feletti erősen redukált jura rétegekre mészhomokkő, (krinoideás mészkő) rakódott, amely a Tatai Formációba sorolható. A Terv-út menti feltárásokban ez gyakran finomszemcsés, aleuritos, és a Vértessomló-i Formációba való átmenetet jelezheti (5. ábra, a). A késő-apti–kora-albai üledékképződés után közvetlenül a triász mészkő a kréta képződményekre toldott. E közben jura foszlányok csipődtek be a rátolódás mentén, illetve a képlékenyebb kréta kőzetek erősen meggyűrődtek (5. ábra, b).

A kréta végén és a paleocénben a területen igen erős trópusi lepusztulás történt, ami tönkfelszínnek illetve etchplain–ek kialakulásával járt együtt (KAISER 1997). Ez a felszín tükröződhet a triász mészkőből álló 353 m magas hegy lapos tetőfelszínében (187 felt.), amely ekkor alakulhatott ki, habár később is tovább pusztulhatott. Valószínű, hogy e lepusztulás egy szintre hozta a triász mészkövet és a kréta rétegeket is és eltüntette, kisimította a kréta rátolódás során esetleg létrejött topográfiát (5. ábra, c). Ezt a felszínt fosszilizálta a terület északi hegytetőin több helyen is megjelenő, bauxitos, kőzetlisztes kötésű breccsa, amely az cocén üledékképződés szárazföldi kezdőtagja lehet és amelyet előzetesen a Dorogi Formáció Nagygyeházi Tagozatába soroltunk (2. ábra).

Az cocén tengerelöntéssel kapcsolatos lepusztulás eltérő jellegű volt, mint a korábbi, kréta–paleocén tönkösödés (5. ábra, d). Az cocén denudáció az elborított terület alapkőzete szerint eltérő módon erodálhatta az aljzatot, így újból megjelentek kisebb-nagyobb kiemelkedések, lejtők. A tengerelöntés során (esetleg közvetlenül előtte) a kréta szerkezeti elem exhumálódott. A rátolt, keményebb, nehezebben lepusztítható triász mészkőben sziklás tengerpart jöhetett létre. Az cocén sziklás partvonalat a rátolódás és az akkori felszín metszészvonala jelöli ki, nagyjából párhuzamosan a triász feltárások mai elterjedésével. A sziklás part magassága azonban nem lehetett túl nagy, mivel az onnan származó törmelék, az alaprétteg vastagsága sehol sem nagyobb három méternél.

Az cocén sziklás parton a hullámverés hatására sziklaomlás(ok) következtek be (5. ábra, e). A triász (és ritka jura) anyagú kavicsok, nagyobb tömbök a hullámveréssel

koptatódtak vagy jól lekerekítődtek. Mind a kavicsokat, mind a nagyobb tömböket fűrökagylók támadták meg. A kavicsok, tömbök a tengerparti sávból, mintegy 100–200 méter távolságba gravitációsan halmozódtak át kissé nagyobb vízmélységbe.

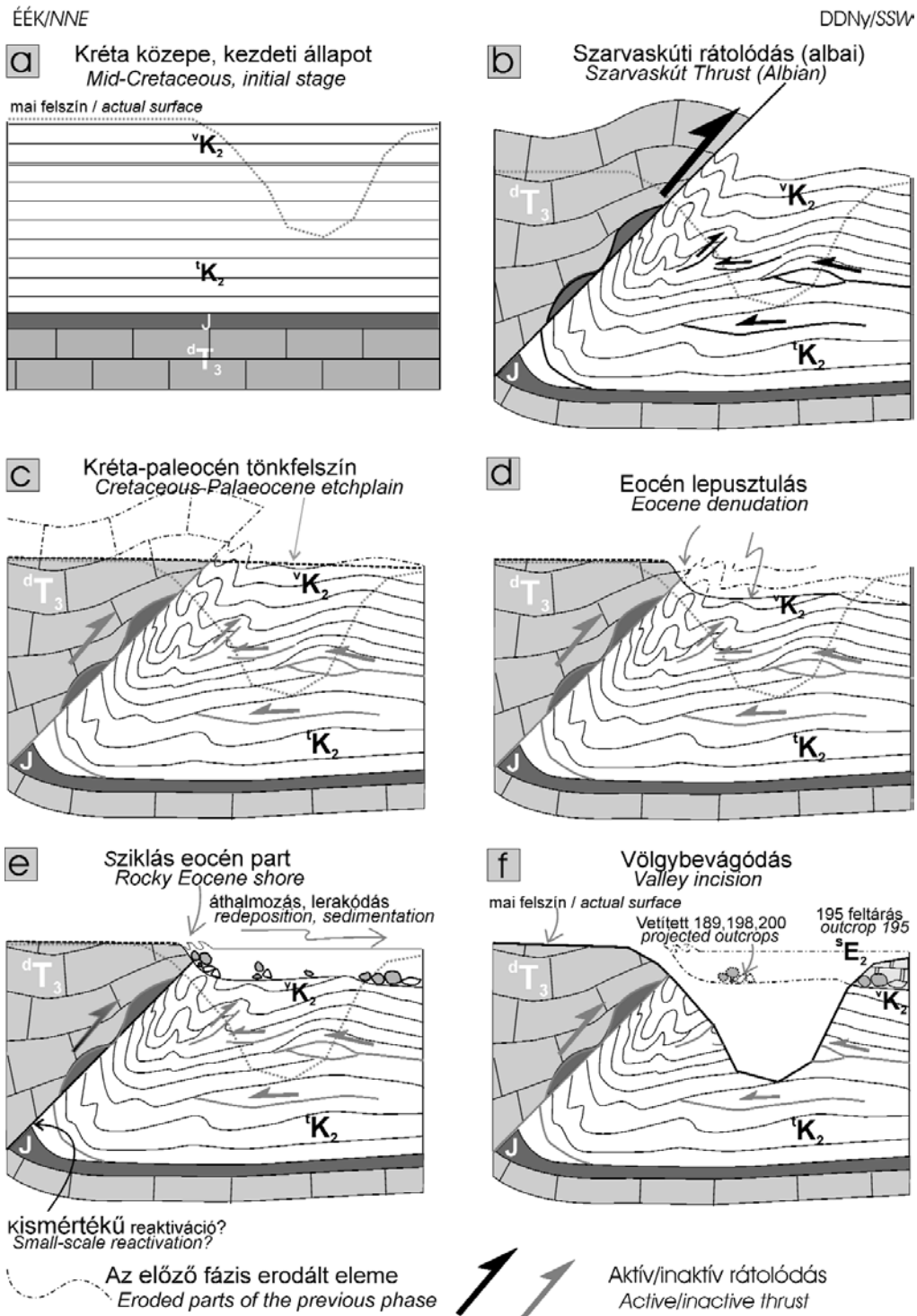
Az cocén törmelékes rétegek mindig a kréta üledékek (márga, mészhomokkő, aleurolit) felett jelennek meg, annak ellenére, hogy jórészt triász mészkő kavicsokat tartalmaznak. Amíg a kréta törmelék a fekből is származhat, addig a triász és jura kavicsok csak egy olyan morfológiai elemből forrásozhattak, amely topográfiailag a kréta képződmények felett volt. Ebből következik, hogy a triász–jura pikkely krétára való rátolódása már az cocén előtt, a krétában bekövetkezett és a kréta (az cocén fekü) és triász illetve jura mészkő (cocén forrás) nagyjából a mai távolságban és mai geometriai viszonyban helyezkedett el.

Az cocén partvonal és a kréta rátolódás egybeesése nem zárja ki, hogy a rátolódás az cocénben esetleg reaktíválódott volna. Azonban ennek mértéke nem éri el a néhány métert, amint arra az alaprétteg említett igen kis vastagsága utal. Az említett miocén–pliocén töréses deformációk a szelvényben nem okoznak lényegi változást. Szerkezeti megfigyeléseink kizárják nagymértékű eltolódás jelenlétét, ami a rátolódás mentén, a triász/jura/kréta szerkezeti határokon ment volna végbe.

A negyedidőszaki völgyek kialakulása miatt a 195. folt már nem ugyanazon a hegyen van, ahonnan triász törmeléke származik. A 189., 198., 200. előfordulásnál a bevágódás hatása nem ilyen éles, habár az elvi szelvény mindkét geomorfológiai helyzetet nem tudja tükrözni.

Szerkezeti kapcsolatok és ősföldrajzi következtetések

A Szarvas-kút menti rátolódás része a „Somlyó–Szári” (TAEGER, 1909) illetve a Vértessomló–Nagykovácsi-vonalnak (BALLA, DUDKO, 1989) vagy pontosabban szerkezeti zónának. A Szarvas-kútnál észlelt rátolódás Ny-i csapású folytatása a Vst–8-as (Vértessomló–térképező-8-as) fűrés felé nyomozható. CSÁSZÁR (1995, 2002) meggyőzően dokumentálta a Tatai és Vértessomló-i Formációk ismétlődését és a vetőkarcok döntően dőlésirányú jellegét, így a rétegismétlődés egyértelműen rátolódás. E rátolódással lehetnek kapcsolatban a vértessomló-i templom alatti völgyben ismertetett redők is (TAEGER, 1909). A Szarvaskúti-rátolódás kelet felé a 433 méter magas hegy nyugati lejtőjén gyanítható, ahol a térképezés eddig nem ismert jura rétegeket tárt fel triász mészkő között, valószínűleg tektonikus helyzetben. Még tovább keletre, a zóna a Mária-szurdokban levő, hasonló irányú rátolódással lehet kapcsolatban (BÍRÓ 2003), de a közvetlen folytatás a lösszel való fedettség miatt nem egyértelmű. A felszíni szerkezeti elemzések minden ponton rátolódásos kinematikát állapítottak meg, amelyek gyakran kisebb jobbos mozgásösszetevővel is rendelkeznek (FODOR 2002, BÍRÓ 2003). Így a Szarvas-kútnál helyileg meghatározott rá-



5. ábra. A terület fejlődéstörténete vázlatos, torzított szelvényen. A Tatai és Vértessomlói Formációk határa jelzésértékű. A 189. 198. 200. feltárásokat a kréta Szarvaskúti-rátolódás csapása mentén, kelet felől vetítettük be. A hozzávetőleges égtájuk a mai helyzetet jelzik, korábbi forgásokat nem vesznek figyelembe. Részletes magyarázatot lásd a szövegben

Figure 5. Simplified section showing the evolution of the area, not to scale. Boundary of Tata and Vértessomlói Formations are approximative. Outcrops 189, 198, 200 are projected from east along the strike of the Cretaceous Szarvaskút Thrust. Approximative directions refer to present ones omitting earlier rotations. a) Late Triassic and reduced Jurassic sedimentation was followed by deposition of late Aptian to early Albian clastic-carbonatic sequence. b) South-vergent thrust of Triassic over Jurassic scales and Cretaceous was connected to folding of the latter. Age of deformation could be middle Albian or late Cretaceous. c) Denudation at tropical climate occurred during late Cretaceous-Palaeocene and resulted in formation of sub-horizontal etchplane (Kaiser 1997). d) Eocene denudation (by wave action or fluvial erosion) exhumed the frozen thrust. e) Mid-Eocene rocky shore produced clasts from the hanging wall (Triassic, Jurassic) and footwall (Cretaceous) of the inactive thrust. Clasts suffered bioperforation and resedimentation. f) Quaternary valley incision separated the source and present location of clasts in case of outcrop 195, but not for 189, 198, 200 (see also Figure 2)

tolódásos vetőkinematika a zóna más részeire kapott eredményekkel megegyezik. Ez a rátolódásos kinematika összhangban van CSÁSZÁR et al. (1978) térképével és néhány korábbi munkával (TAEGER 1909, BALÁSHÁZY 1977).

CSÁSZÁR (1995) megfigyelte, hogy a szerkezeti vonal Vértessomlótól nyugatra nem okoz oldalirányú elmozdulást a középső-, felső-albai képződmények határában. Ez a vonal kora-albai korára utal, vagy olyan poszt-albai mozgásként értelmezhető, amely nem eltolódásos jellegű.

A deformáció kora megfigyeléseink alapján középső-eocén előtti. Mivel a paleocén–kora-eocén időszakaszra a trópusi lepusztulás jellemző, így a gyűrődést annál korábbra tesszük. A krétán belüli pontosabb kor nehezebben adható meg. Korábbi elemzésünkben (FODOR 1998, 2002, BÍRÓ 2003) a deformációt a Bakony fő gyűrődésével kapcsoltuk össze, és annak korát kora-albaira tettük. A Vst–8-as fúrásban pikkelyezett kőzetek ennél kissé fiatalabb minimum kort, középső-albait sugallnak, de ennél fiatalabb, késő-kréta kor sem zárható ki.

A kréta Vértessomlói-rátolódás kis szöveget zár be a Vértes északnyugati előterében fedetten húzódó kréta szinklinális tengelyével (1. ábra). A szinklinális felszíni folytatása a Szarvas-kúttól délre és a Mária-szurdokban nyomonozható (BÍRÓ 2003). A Szarvaskúti-rátolódás e nagyobb redőforma északi szárnyán jelenik meg (1. ábra). A kréta Vértessomlói-vonal kapcsolata a Nagykovácsi-vonallal és a Budai-hegység szerkezeteivel még nem megoldott.

A Vértessomlói–Nagykovácsi-vonal középső és keleti szakaszán, a Gerecse előterében és a Budai-hegységben jelentős normálvetős vagy eltolódásos mozgás is fellépett az eocén során vagy azt követően (1. ábra, BALLA, DUDKO 1989, FODOR et al. 1994). A Vértesben ennek lehetősége igen minimális és csak a Mária-szurdok környékére áll fenn (BÍRÓ 2003). Észleléseink egyértelműen azt támasztják alá, hogy a kora-eocén után a Vértessomlói-vonal mentén (Vértessomlói és Szárliget között) nem történt jelentős eltolódás. Ez ellentmond néhány korábbi véleménynek, amely terciér (miocén) eltolódásos mozgást tételezett fel a

Vértessomlói-vonal zónájában (Balla, DUDKO 1989, MAROS 1986). Valószínű, hogy a harmadidőszaki szerkezeti mozgások Szárligettől Ny-ra a Tatabányai-medence déli szegélyén mehettek végbe (KERCSMÁR 1995) és nem aktiválták a Vértessomlói-vonalat (1. ábra).

Az eocén sziklás tengerpart jelentősége abban áll, hogy fosszilizálta a korábbi rátolódást és annak eocén előtti (kréta) voltát igazolja. A szelektív, abrázióhoz köthető eocén lepusztulás egy szerkezeti elemet, az adott esetben éppen egy rátolódást tárt fel, mivel e mentén eltérő keménységű kőzetek érintkeznek egymással az eocén előtti aljzatban. A tengeri eocén képződmények a Szarvaskúti-rátolódástól északra csak a Tatabányai-medencében jelennek meg újra. Az egykori rátolódás mentén megjelenő sziklás part tehát a vértessomlói „eocén öböl” északi pereme lehetett. KERCSMÁR (1995, 1996) és saját megfigyeléseink szerint a Vértesben az eocén sziklás partok gyakran követnek aktív vagy exhumált szerkezeti vonalakat, a szarvas-kúti megfigyelés ennek újabb példája. Ugyanakkor az abráziós eredetű üledékekkel jelzett határ az idősebb eocén képződmények elterjedésén is gyakran túllép. Ez a helyzet a Szarvas-kútnál is, ahol a területtel délre levő fúrások érték csak el a mészkő fekvőjében a kőszenes összletet (GERBER 1987), igazolva a kőszenes sorozatnak a mészkőnél kisebb egykori kiterjedését. Úgy tűnik tehát, hogy a Szarvas-kúttól északra a krétában feltolódott triász kőzeteket a középső-eocén tenger soha nem tudta meghódítani.

Köszönetnyilvánítás

Fodor László munkáját a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János ösztöndíja támogatta és a szerző egyúttal élvezte az amszterdami Vrije Universiteit vendégszeretetét és ISES programjának támogatását. Császár G. lektori javításait köszönet illeti. A munka a Fodor L. vezette T 042799 számú OTKA kutatás 4. cikke.

Irodalom — References

- BALÁSHÁZY L. 1977: Részletes tektonikai vizsgálatok az Észak-Vértes és Déli-Gerecse területén és a szerkezeti elemek vízföldtani kapcsolata. Doktori értekezés. — *Kézirat*, ELTE Alkalmazott Földtani Tanszék.
- BALLA, Z., DUDKO, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* 35, pp. 3–64.
- BÍRÓ I. 2003: A Vértessomlói-törésvonal szerkezetföldtani vizsgálata a vértesi Mária-szurdok környékén. Szakdolgozat. — *Kézirat*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, 73 p.
- CSÁSZÁR G. 1995: A gerecsei és vértesi-előteri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. — *Általános Földtani Szemle* 27, pp. 133–152.
- CSÁSZÁR G. 2002: Urgon formations in Hungary. — *Geologica Hungarica ser. Geologica* 25, 209 p.
- CSÁSZÁR G., HAAS J., JOCHÁNÉ-EDELÉNYI E. 1978: *A Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképe, 1:100 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FODOR, L. 1998: Late Mesozoic and early Paleogene tectonics of the Transdanubian Range. — *XIVth CBGA Congress, Vienna, Austria*, p. 165.
- FODOR L. 2002: A szerkezetfejlődés fő vonásai a Vértesben. — „Hegységek és előtereik földtani kutatása”, *Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Bodajk*, Előadás kivonatok, p. 25.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Terciér szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* 124, pp. 129–305.
- GERBER P. 1987: Vértessomlói környékének földtana a barnakőszén-kutatások tükrében. — *Földtani Kutatás* 30/4, pp. 45–53.

- KAISER, M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 110, pp. 1–14.
- KERCSMÁR ZS. 1995: A Tatabányai-medence keleti peremének őskörnyezeti rekonstrukciója és tektonosedimentológiai vizsgálata. Szakdolgozat. — *Kézirat*, ELTE Őslénytani Tanszék, 120 p.
- KERCSMÁR, ZS. 1996: Syntectonic sedimentation in the marine Eocene of Tatabánya, Hungary. — *Sediment' 96*, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, University of Vienna, p. 74.
- KÓTA E. 2001: A Vértés-hegység DNy-i előterének szerkezet-földtani újraértékelése, a térinformatika alkalmazásával. Szakdolgozat. — *Kézirat*, ELTE Alkalmazott és Környezet-földtani Tanszék, 70 p.
- MAROS GY. 1986: A Vitézyvár környékének tektonikai felvétele. Szakdolgozat. — *Kézirat*, ELTE Földtani Tanszék, 108 p.
- MAROS GY. 1988: A Vértés hegységi Vitézyvár környékének tektonikai elemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ról*, pp. 295–310.
- TAEGER H. 1909: A Vértéshegység földtani viszonyai. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve 17*, pp. 1–256.

A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani jelentősége *Structural analysis of red calcite veins on Keselő Hill, Tatabánya Basin*

KERCSMÁR ZSOLT

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14.
E-mail: kercesmar@mafi.hu

T á r g y s z a v a k : Vértes-hegység, Tatabányai-medence, Keselő-hegy, felső-kréta, tektonika, kalcit, telér, flexura, extenzió

Összefoglalás

A Tatabányai-medence keleti peremének (Keselő-hegy) felső-triász Dachsteini Mészkövében található vöröskalcittelérek csapásiránya merőleges a kialakulásukat eredményező felső-kréta feszültségtér kompressziós irányára, és egyben párhuzamos a középhegységi-szinklinális tengelyével. A telérek létrejötte a kora-szenon kompressziós erőterben létrejövő hajlításos húzással magyarázható (flexural extension). A kompressziós irányra merőleges csapású hasadékokat, a felnyílásukkal egyidőben felső-kréta lamprofirokhoz kötődő, alacsony hőmérsékletű hidrotermális oldatokból kiváló vörös kalcitok töltötték ki. A vörös kalcittal kitöltött hasadékokat létrehozó, a regionális kompressziós irányokkal párhuzamos hajlításos húzás vagy egy nagy léptékű antiklinális szerkezetben, vagy egy dőlésirányú rátolódásos rámpa, rámpa-antiklinális zónájában jött létre a Vértes É-i előterében.

K e y w o r d s : Hungary, Transdanubia, Vertes Mountains, limestone, Upper Cretaceous, calcite, veins, tectonics, flexure, extension

Abstract

The red calcite veins have found in the Upper Triassic Dachstein Limestone on the Northern part of Vértes Mountains. The age of veins is pre-Middle Eocene because the veins covered by Middle Eocene, Lutetian limestone (Szőc Limestone Formation) on the Eastern part of the Tatabánya Basin (Keselő Hill).

The characteristic of regional stress field was the NW–SE direction of compression in the Upper Cretaceous and Middle Eocene ages in the studied area (TARI 1995, KERCSMÁR 1996, BADA et al. 1996, FODOR et al. 1999).

The red calcite veins separated out a low temperature (135–155 °C) water (GATTER 1984) connected by the Upper Cretaceous lamprophy dykes (HORVÁTH et al. 1983, HORVÁTH, ÓDOR 1984).

In this work we analyzed the tectonic structures of the calcite veins of Keselő Hill, and analyzed the orientation date of the veins and the possibility processes of the vein produce in the general Upper Cretaceous compressional stress field.

The NE-SW direction of red calcite extension structures were abnormally perpendicular to direction of the Upper Cretaceous compressional stress-field of Transdanubian Range on the Eastern part of the Tatabánya Basin and the veins were contemporary with the tectonic structures which formed in that time.

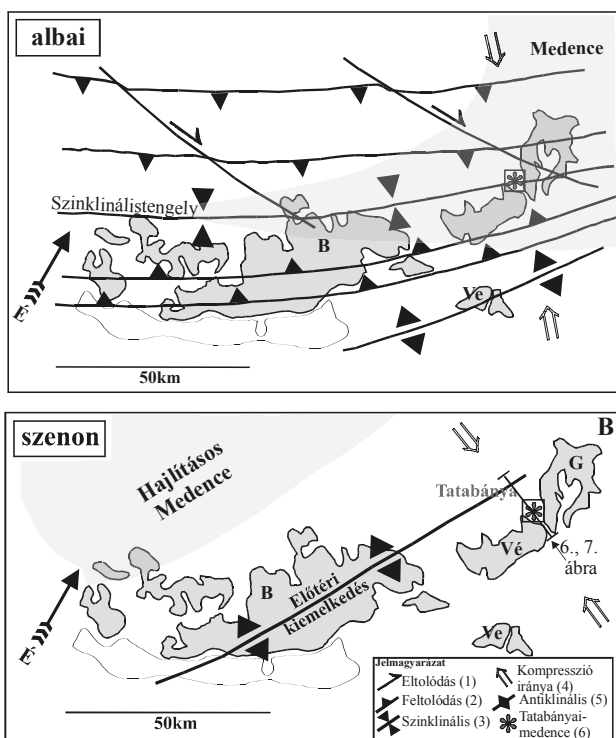
In conclusion the red calcite veins were formed by flexural extension on the fold-hinge which were produced in the Early Senonian compressional stress field, or another possibility version the red calcite veins were formed on a ramp anticline of thrust fault zone between Upper Triassic Dachstein Limestone and Main Dolomite. In this case the flexural extension structures were formed in the SSE-vergent thrust zone in the area of the Northern part of Vértes Mountains which were connected to the compressional tectonic structures of the Senonian flexural basin (TARI 1995).

Bevezetés

Eddigi kutatások, előzmények

A Dunántúli-középhegységben eddig több helyről írtak le jellegzetesen sötét húsvörös színű, táblás hasadással jellemzett, általában sávos megjelenésű, hasadékkitöltő kalcit teléreket. Településük alapján, a vöröskalcittelérek a Budai-hegységben posztcenomán–preszenon időszakban (WEIN 1977); Sümegen középső-, felső-kréta, de a szenon transzgressziós bázisrétegek vörös kalcit törmeléke alapján preszenon időszakban (HAAS et al. 1985); Tatabányán középső-eocén karbonátok lefedése (1. fénykép), és ezek vörös kalcit törmelék tartalma alapján, a késő-lutéciai előtt (KERCSMÁR 1995, 1996, 2003) keletkeztek (1. ábra).

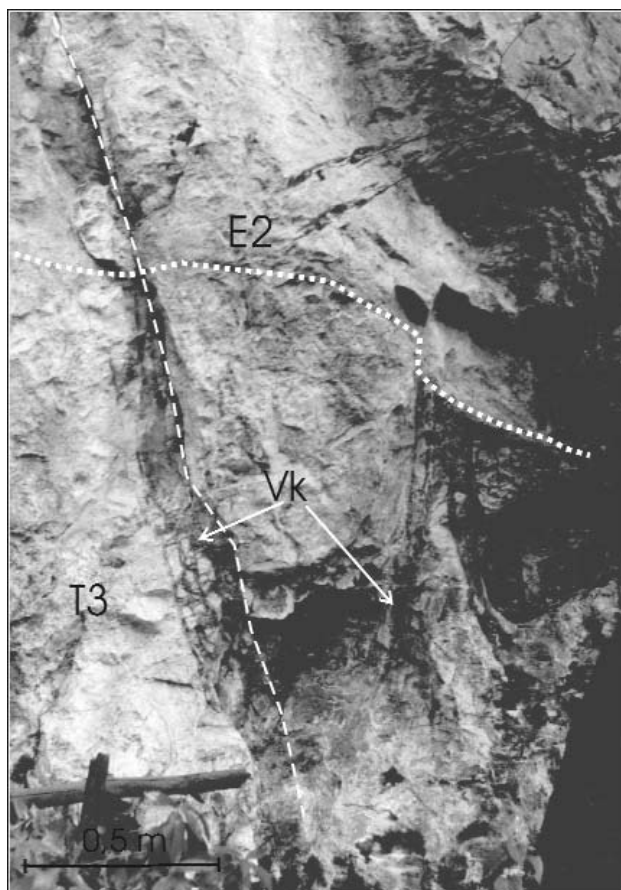
A telérek ásványtani vizsgálatával először GATTER (1984) foglalkozott, aki sümegi mintákon megállapította, hogy a kalcitok kristályosodási hőmérséklete 135–155 °C



1. ábra. A vizsgált vöröskalcittelérek elhelyezkedése a középső-, és felső-kréta medencékhez és az azokat létrehozó főbb tektonikai szerkezetekhez viszonyítva TARI (1995) nyomán — A: A középhegységi elsőrendű szinklinális létrejöttékor aktív feltolódások és jobb oldaleltolódások, mint a szenon hajlításos medence létrejöttét megelőző, középső-kréta tektonikai szerkezetek, amelyek a középhegység elsődleges monoklinális dőlését okozták, B: Szenon hajlításos medencéhez (flexural basin) kötődő, annak DK-i permén megjelenő előtéri kiemelkedés (forebulge)

Jelmagyarázat (Legend): V – Velencei-hegység (Velence Mts.), Vé – Vértes-hegység (Vértes Mts.), G – Gerecse-hegység (Gerecse Mts.), B – Bakony-hegység (Bakony Mts.)

Figure 1. Location of red calcite veins, and the Middle-, Upper Cretaceous tectonic structures in the Transdanubian Range after TARI (1995) — A: Presenonian thrusts and dextral strike-slips. B: Forebulge in the SE part of the Senonian flexural basin, (1) – right lateral strike-slip faults (2) – thrust faults (3) – axis of syncline (4) – direction of compression (5) – axis of anticline (6) – Tatabánya Basin



1. fénykép. Középső-eocén mészkővel fedett vöröskalcittelér. A triász/eocén képződményhatárt a pöttyözött vonal jelzi. A vöröskalcittelért felülről élesen elvágó középső-eocén mészkőben, a hasadék mentén az eocén után felújult szerkezeti vonal látható (szaggatott vonal), E2: középső-eocén mészkő (Szöci Mészkő Formáció), T3: felső-triász mészkő (Dachsteini Mészkő Formáció), VK: vöröskalcittelérek

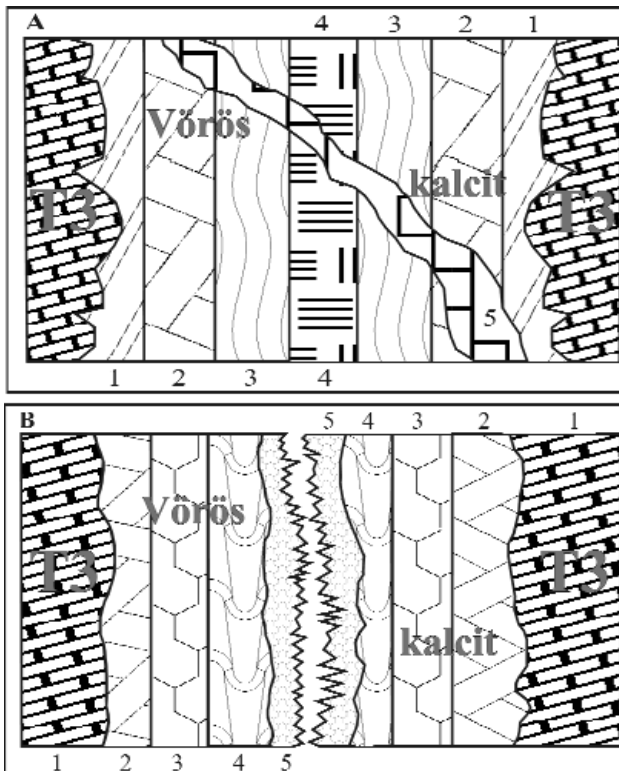
Photo 1. Red calcite veins covered by Middle Eocene limestone. (points: top of the Upper Triassic Dachstein Limestone)

E2: Middle Eocene limestone, T3: Upper Triassic Dachstein Limestone, VK: red calcite veins. The tectonic structure of the red calcite removed in the post-Eocene epochs

között volt, vagyis a telérkitöltő kalcitok alacsony hőmérsékletű hidrotermális oldatokból váltak ki.

A vöröskalcittelérek részletes geokémiai vizsgálatát — többek között tatabányai vörös kalcit mintákon — DEMÉNY et al. (1997) végezte el. Az általuk vizsgált telérek átlagos felépítménye és összetett zonációja a 2. ábrán látható. A stabilizotóp-vizsgálatok ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) alapján a vöröskalcittelérek magmás eredetűek és a felső-kréta lamprofir telérekhez (HORVÁTH et al. 1983, HORVÁTH, ÓDOR 1984) köthető 100–190 °C hőmérsékletű vizes-széndioxidos oldatokból váltak ki kigázosodás, hűlés és meteorikus vizekkel történő keveredés során (DEMÉNY 1992, DEMÉNY et al. 1997).

A középhegységi vöröskalcittelérek szerkezetföldtani értelmezésének lehetőségét — KÁZMÉR, SZABÓ (1989) lamprofir telérekkel kapcsolatos szerkezeti vizsgálatai után — TARI (1995) veti fel, aki a lamprofir telérek és az azokkal kapcsolatban álló vöröskalcittelérek kialakulását a szenon üledékciklus előtti, NyÉNy–KDK-i illetve ÉNy–DK-i



2. ábra. A tatabányai Keselő-hegy vöröskalcittelérek összehasonlítása a DEMÉNY et al. (1997) által vizsgált vöröskalcittelérek általános felépítményével (ld. még 1. táblázat, I. és II. tábla)

A: DEMÉNY et al. (1997) által vizsgált telérek általános felépítménye. 1 – finomszemcsés, sötétvörös kalcit 2 – sötétvörös, kristályos kalcit 3 – vörös és fehér koncentrikus kalcit gumók 4 – halványvörös, kristályos kalcit gumók 5 – fiatalabb fehérkalcit-telér; B: A keselő-hegyi vöröskalcittelérek általános felépítménye. 1 – aprókristályos, vékony vörös kalcitos repedéskitöltések a telérfalat adó felső-triász (T3) mészkőben, 2 – sápadt vörös, nagy kristályos, lemezesen, táblásan hasadó, tömeges kalcit, 3 – sötét hús-vörös, nagy kristályos, lemezesen, táblásan hasadó, tömeges kalcit, 4 – felső-triász mészkő darabkákat tartalmazó apró kristályos, földes megjelenésű laminált vörös kalcit, 5 – jól fejlett szkalenoéderes, fehér színű kalcit kristályok, amelyek a vöröskalcittelér utólagos felnyílásakor váltak ki a repedésben, legtöbbször a vöröskalcittelérek közepén vagy a vöröskalcittelér és a telér fala között

Figure 2. Comparison of red calcite veins of Keselő Hill with another red calcite veins studied by DEMÉNY et al. (1997)

(a) – thread red calcite veins in the Upper Triassic limestone (T3) (b) – pale red color calcite with large bladed crystals (c) – dark red calcite with large bladed calcite (d) – laminated red calcite with small crystal and Upper Triassic limestone fragments (e) – white calcite crystals with scalenoedric habit are in the middle of the red calcite veins or between the red calcite and the wall of the dyke

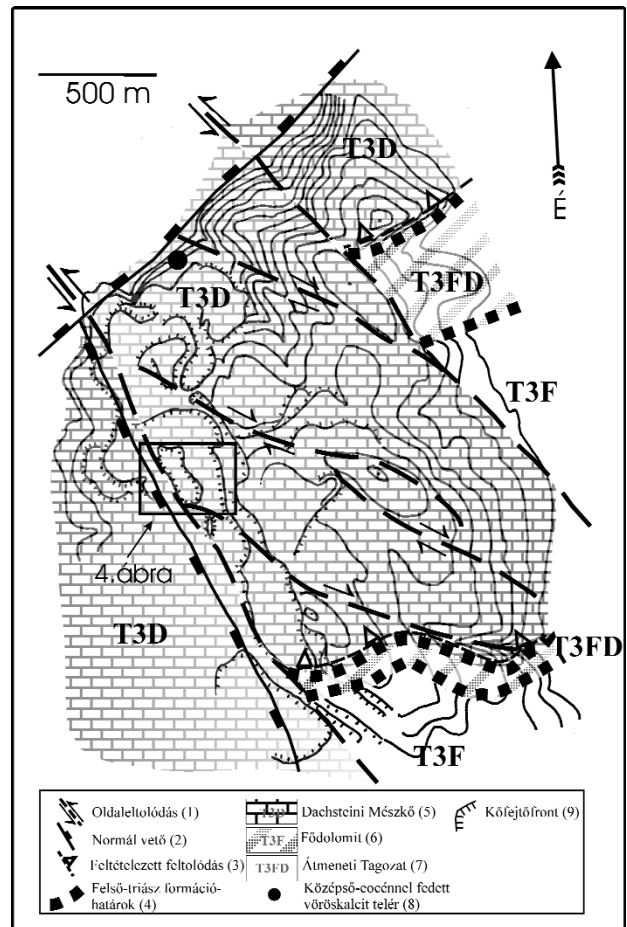
irányokkal jellemezhető kompressziós feszültségtér (1. ábra) lokális húzási irányaihoz kapcsolható. A MÁFI által végzett 1:10 000-es vértesi földtani térképezés során jelentős mennyiségű észlelési adat keletkezett a Vértésben található vörös kalcitokról. Ennek részeként PEREGI, KÖRPÁS (2002) a vértesi Köves-völgyből nem teléreként, hanem a hazai irodalomban először, feltételezhetően felső-kréta forráskúpként említi az ott található vörösbarna, koncentrikus kiválási sávokkal és radiálisan fennőtt kristályokkal jellemezhető kalcittestet.

Ugyanakkor szintén e térképezéshez kötődve FODOR et al. (2003 in prep.) szerkezetföldtani elemzésében kimutat-

ja a vértesi vöröskalcittelérek csapásának merőlegességét a középhegységi szinklinálistengelyre, feltételezve a telérek felső-kréta tektonikai szerkezetekhez kötődését, és egyben megkérdőjelezi PEREGI, KÖRPÁS (2002) által említett forráskúpok e szerkezetekkel azonos korát, valamint az azokat kitöltő vörös kalcitokkal megegyező genetikáját.

Célkitűzés, munkamódszer

Jelen munka a Vértés és a Gerecse között elhelyezkedő Tatabányai-medence keleti peremén (Keselő-hegy) kibukkanó felső-triász Dachsteini Mészkőben található vöröskalcittelérek (3. ábra) szerkezetföldtani elemzését tűzte ki céljául. A vöröskalcittelérek hasadékaikak térbeli irányai jól bevonhatók a terület szerkezetföldtani elemzésébe, amennyiben sikerül igazolni, hogy a vöröskalcittelérek csapásirányai nem kaotikus, nagy



3. ábra. A tatabányai Keselő-hegy földtani felépítése és főbb szerkezeti elemei fedetlen földtani térképen, a vöröskalcittelérek kibukkanásának bejelölésével (TÁLAS 1984, FODOR, KERCSMÁR 1995, KERCSMÁR 1995 alapján)

Figure 3. Geological and tectonical map of the Keselő Hill with the locality of studied red calcite veins after TÁLAS 1984, FODOR, KERCSMÁR 1995, KERCSMÁR 1995

(1) – strike-slip faults (2) – normal faults (3) – presumable thrust faults between Dachstein Limestone and Main Dolomite (4) – Upper Triassic Formation boundaries (5) – Dachstein Limestone Formation (6) – Main Dolomite Formation (7) – Transition layers between Dachstein Limestone and Main Dolomite (8) – locality of red calcite vein covered by Middle-Eocene limestone (9) – front of quarry

szórással rendelkező repedéshálózatként jelentkeznek a befogadó közzettestben, hanem jól meghatározható, szerkezetföldtanilag értelmezhető irányokba rendeződnek. Ezek alapján a hasadékokat felnyitó feszültségtér jellegére és irányára következtetések vonhatók le.

Ennek érdekében meghatároztuk a vöröskalcittelérek szerkezeti irányait, és a telérek leírásával igazolni próbáltuk a vörös kalcitkitöltés és a hasadék felnyílásának egykorúságát, megvizsgálva, hogy van-e a telérfal és a vörös kalcit között korábbi kitöltés, vagy valamilyen eróziós nyom, ami nem a vörös kalcit kiválásához kötődik.

A szerkezeti adatok sztereografikus projekcióban történő ábrázolása jól mutatja az összes telér térbeli elrendeződését, ami alapján a hasadékokat létrehozó feszültségek és azok irányai meghatározhatóak.

Végül az eredményeket összevetettük a kora felső-kréta kompressziós feszültségtérben (TARI 1995) létrejöhethető középhegységi deformációkkal. Ezek alapján a telérek kialakulása szerkezetföldtanilag modellezhetővé vált. A modellek felállításához BURBANK, ANDERSON (2001) szerkezetföldtani tanulmányait használtuk.

Jelen szerkezetföldtani elemzés távolabbra mutató célja, hogy információkat nyerjünk a Magyar Paleogén Medence kialakulásának kezdeti szakaszáról, ami a kréta, hajlítós medencék (flexural basin) sorát követi a középhegységben (TARI 1993, 1995), és amit a felső-kréta szerkezeti mozgások, a medence kialakulása előtt preformáltak (KERCSMÁR 1995, 1996), egyben létrehozva azokat a szerkezeti elemeket, amelyek felújulása fontos szerepet játszott a kora-paleogén medence kialakulásában és fejlődésében.

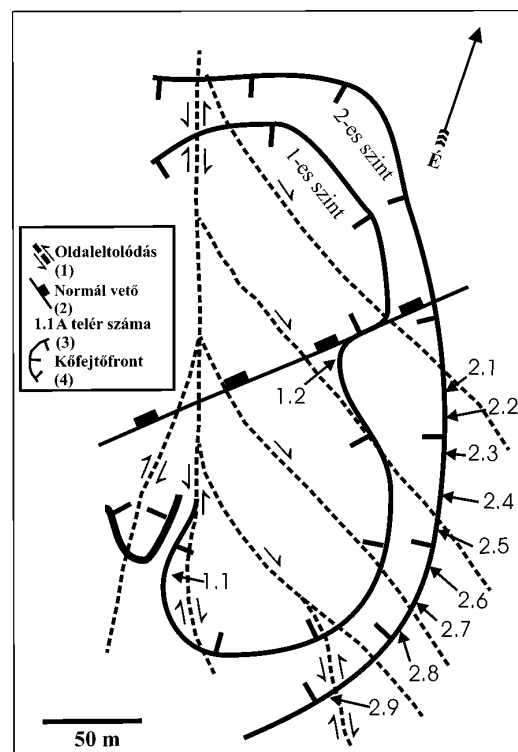
A Keselő-hegy földtani felépítése és tektonikai szerkezete

A Keselő-hegy fő tömegét nóri Dachsteini Mészke adja, ami DK-felé a Dachsteini Mészke és nóri Földolomit, dolomit betelepüléses mészkeből álló átmeneti zónáját (Átmeneti Tagozat) (HAAS 1987, HAAS, BUDAI 1995) követően Földolomitba megy át (TÁLAS 1984, VÉGHÉ 1989, KERCSMÁR 1995). A keselő-hegyi Átmeneti Tagozat, és ez által a felső-triász Dachsteini Mészke és a Földolomit fácieshatára, — feltehetően már a felső-krétában aktív (FODOR, KERCSMÁR 1995) — ÉNy-DK-i csapású balos oldaleltolódás mentén jelentős mértékű elmozdulást szenvedett.

Ugyanakkor az elvetett Átmeneti Tagozat sávjának térképi szélessége D-felé haladva csökken, miközben a rétegdőlés nem, vagy csak alig változik (TÁLAS 1984). Ennek oka a tatabányai-medenceperem egyéb területein észlelt (BALÁSHÁZY 1977, 1979, MAROS 1986, 1988, KERCSMÁR 1995, BÍRÓ 2003), a középhegységi szinklinális tengelyére közel merőleges ÉNy-DK-i felső-kréta kompressziós feszültségtérben (TARI 1995) létrejött rátolódásokban keresendő, ami alapján a vizsgált területen is feltételezhető a Dachsteini Mészke és a Földolomit tektonikus érintkezése.

Az felső-kréta szerkezeti vonalak, szinszediment bizonyítékok alapján a középső-eocén üledékképződést megelőzően, illetve az üledékképződés alatt is aktívak voltak (KERCSMÁR 1995, 1996). A késő-lutéciai-kora-bartoni NyÉNy-KDK-i, illetve ÉNy-DK-i kompresszióval és erre merőleges extenzióval jellemezhető, eleinte kompressziós (TARI, 1993), majd egyre inkább transzpressziós erőterben (KERCSMÁR 1995, BADA et al. 1996, FODOR et al. 1999), a jelentős mértékű normál komponenssel rendelkező, balos oldaleltolódásként működő szerkezeti vonalak mentén nagyobb vízszintes elmozdulás nem történt. Ebben az időszakban a korábbi szerkezeti vonalak, mint a tektonikailag felügyelt süllyedést létrehozó szinszediment törések — a középső-eocén heteropikus fáciesek gyors térbeli változása alapján — inkább fácies határként voltak jelentősek (KERCSMÁR 1995, 2003, BADA et al. 1996). A Keselő-hegy É-i és DNY-i oldalán megjelenő középső-eocén partközeli, majd sekélytengeri karbonátos képződmények lefedik a vöröskalcittelérek (KERCSMÁR 1995), ami egyértelműen jelzi a telérek középső-eocén előtti létrejöttét (1. fénykép).

A vöröskalcittelérek — Dachsteini Mészke ágyazva — a Keselő-hegy Ny-i oldalában, szerkezetileg erősen igénybe vett zónában találhatóak (4. ábra). A feltehetően poszteocén törérendszer, egy nagyobb méretű ÉÉNy-DDK-i, illetve ÉNy-DK-i csapású, több generációsan is működő oldaleltolódáshoz kapcsolódik.



4. ábra. A keselő-hegyi vöröskalcittelérek számozása és elhelyezkedése, valamint a teléreket utólagosan deformáló fiatalabb szerkezeti elemek megjelenése a kőbánya 1. és 2. szintjén

Figure 4. Number of red calcite veins in the 1. and 2. floor of the Keselő Hill

(1) – strike-slip faults (2) – normal faults (3) – number of the studied red calcite veins (4) – front of quarry

A szerkezeti vonalak minden tektonikai fázisban felújultak. Jelentősebb elvetést azonban a Pannon-medence késő-miocén posztrift fázisára eső transzpresszió (FODOR et al. 1999) jobbos oldaleltolódásai, és a Keselő-hegy É-i és Ny-i oldalán található, fiatal normál vetők okoztak, amelyek egyben a felső-triász és középső-eocén képződmények mai, felszíni morfológiai határát is jelentik a medenceperemen.

A vöröskalcitteléreket illetve környezetüket utólagosan deformáló, kismértékű elmozdulást jelző törésekből, vagy elmozdulás nélküli litoklázisokból álló másod-, és harmadrendű tektonikai szerkezetek mentén jelentős blokkforgás nem történt, így a felső-kréta telérek egymáshoz viszonyított csapása sem változhatott jelentősen, ami indokolttá teszi azok szerkezetföldtani vizsgálatát és a paleofeszültségtérre vonatkozó következtetések levonását.

A Keselő-hegy vöröskalcitteléreneinek jellemzése és azok szerkezetföldtani adatai

A vöröskalcittelérek jó feltártsági viszonyok között, a Keselő-hegy Ny-i oldalában, az egykori Tatabányai Cement-, és Mészművek, ma a Lassesperger cég 4 szintes kőbányájában található. Az osztrák-magyar vállalatként működő külfejtésben, a fejtéstől megkímélt és jól vizsgálható kalcit telérek az I. és a II. szinten, egy 150–200 m széles, erősen tektonizált zónán belül jelennek meg (3. és 4. ábra, I és II. tábla).

A megvizsgált 11 db vöröskalcittelér leírását és szerkezetföldtani adatait az 1. táblázat és az 5A. ábra tartalmazza.

A jól meghatározható repedésekhez, vagy litoklázis rendszerekhez kötődő telérek vastagsága 5 cm-től 20 cm-ig terjed. Különbséget az egyes telérek között a teljes telérfelépítmény kifejlődésének hiánya okozhat. Így például vannak csak B-ből és C-ből álló telérek, de vannak csak C-ből és D-ből álló telérek, míg sok telér csak D-ből áll (2. ábra; 1. táblázat; I. és II. tábla).

Az eredeti vöröskalcittelérek a későbbiek során — szinte minden megvizsgált esetben — újból felnyíltak, amit a telérek közepén, vagy az eredeti hasadék és a vöröskalcittelér falán megjelenő — a vörös kalcitnál fiatalabb — szkalenoédeses, fehér kalcit telérek mutatnak. A tiszta fehérkalcit-telérek mindig a vöröskalcitteléreknél fiatalabb tektonikai szerkezetek mentén jelennek meg, és térbeli irányuk a vöröskalcittelérek csapásával általában szöveget zár be, kivéve a vöröskalcittelérek újbóli felnyílását kitöltő fehér kalcitokat (5B. ábra).

A vöröskalcittelérek szerkezetföldtani értelmezése

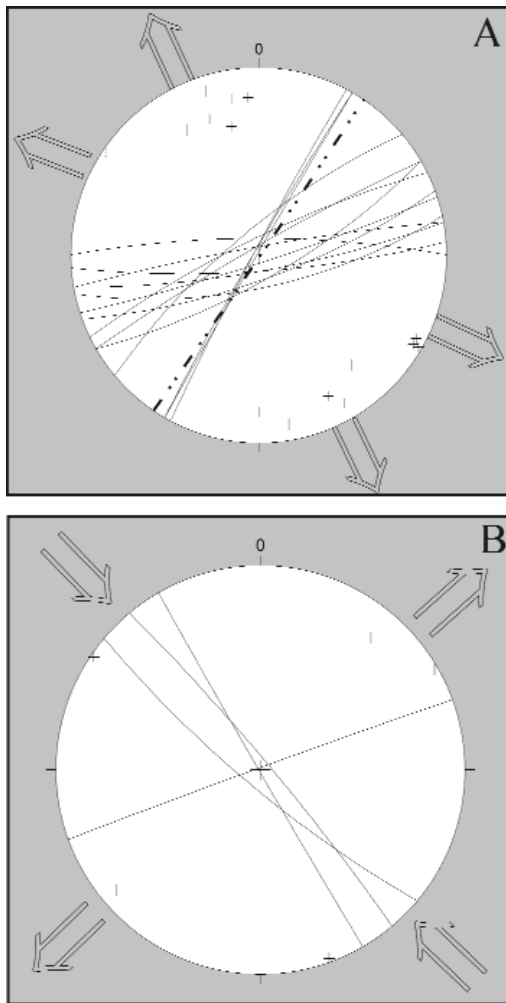
Mivel a vöröskalcittelérek jól meghatározható hasadékként jelentkeznek a felső-triász Dachsteini Mészköben, és irányaik jól csoportba foglalhatók (5A. ábra), illetve jelentősebb csapásváltozást okozó blokkforgással nem kell számolnunk, ezért ezek a telérek szerkezetföldtani elemzésre alkalmas litoklázis-rendszerként kezelhetők.

A litoklázisok kinyílása a kitöltéssel azonos korú, mivel a telérfalak a vörös kalcit alatt nem, vagy csak a vörös kalcitos telérkitöltés által erodáltak, és a vörös kalcitot megelőző telérkitöltések nem figyelhetők meg a hasadékfalakon (1. táblázat). Pontos korokról azonban

1. táblázat A megvizsgált vöröskalcittelérek fontosabb adatai

Table 1. Dates of the studied red calcite veins on the eastern part of the Tatabánya Basin

A telér száma (4. ábra)	Szélesség (cm)	Dőlés (°)	Felépítés (2. ábra)	Megjegyzés (l. még az I. és II. táblán)
1. 1	10-15	298/87 300/87	T3-B-C-B-T3	utólagosan felnyílván, limonitos agyagos kitöltés
1. 2	10	150/75 160/75	T3-C-D-?	erősen tektonizált, törmelékcs zóna
2. 1	10	300/89	T3-A-C-D-E-T3 és T3-C-D-C-T3	agyagos kitöltés
2. 2	15-20	170/80 168/70	T3-C-D-E-D-C-T3	tektonizált zónában
2. 3	20	176/80	T3-A-D-E-T3	erősen mállott
2. 4	10	162/85	T3-A-D-A-T3	erősen mállott
2. 5	10-15	334/80	T3-D-T3 és T3-E-D-E-T3, illetve T3-E-agyag-E-D-T3	sok T3 törmelék D-ben, utólagos agyagos kitöltés
2. 6	10-15	124/89	T3-D-E-D-T3	E: 10 cm, D: 2-5 cm vastag
2. 7	10-15	320/75	T3-D-E-D-T3	tektonizált zónában
2. 8	15-30	350/85	T3-C-D-agyag-T3	palcokarszt, vörös agyagos kitöltés
2. 9	5-10	220/80 360/80	T3-C-T3	tektonizált zónában



5. ábra. Az észlelt kalcit telérek sztereografikus projekciója

A: A vizsgált vöröskalcittelérek (ld. 4. ábra) sztereografikus projekciója Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetületében, a húzási (tenziós) irányok megjelölésével (A pöttyözött vonal egy másodlagosan felnyílt és utólag fehér kalcit telérral kitöltött vörös kalcitos hasadék irányát jelöli.), B: A keselő-hegyi, csak fehér kalcittal kitöltött hasadékok irányja Schmidt-féle sztereogram alsó félgömbi vetületében, a húzási (tenziós) irányok megjelölésével

Figure 5. Stereographic projection of the studied calcite veins

A: Stereographic projection of red calcite veins with the direction of tension (points: direction of red calcite veins which were reopened and filled in white calcite), B: Stereographic projection of white calcite veins

csak annyi állapítható meg, hogy biztosan középső-cocén előttiek, mivel a késő-lutéciai képződmények lefedik, illetve bázisukon törmeléként tartalmazzák a vörös kalcitdarabokat (KERCSMÁR 1996); (1. fénykép).

DEMÉNY et al. (1997) nehéz izotóp vizsgálatai alapján azonban a tatabányai vörös kalcitok rokonságot mutatnak a sümegi vörös kalcitokkal, amelyek apti mészkövekben található (HAAS et al. 1985) és eredetük a felső-kréta lamprofir telérekhez (HORVÁTH et al. 1983, HORVÁTH, ÓDOR 1984) köthető.

Ebben az esetben nemcsak a telérek korában és eredetében, hanem — a Dunántúli-középhegység felső-kréta szerkezetfejlődésének figyelembevételével — a litoklázisrendszer kialakulásának folyamatában is rokonságot

tételezhetünk fel. TARI (1995) szerint a középhegység első rendű szinklinálisának kialakulását (albai) követő, szenon hajlításos medence coniaci–santoni időszakára tehető NyDNy–KÉK-i tengelyű előtéri kiemelkedésen (forebulge) ébredő hajlításos húzás (flexural extension) okozza a vörös kalcittal kitöltött húzásos (extenziós) hasadékok létrejöttét. Erre az időszakra a középhegységi szinklinális tengelyére merőleges ÉÉNy–DDK-i, valamint ÉNy–DK-i kompressziós paleofeszültségtér volt jellemző.

Sztereografikus projekciójuk alapján, az általunk vizsgált telérek nagy része NyDNy–KÉK-i csapással, egy kis részük pedig ÉK–DNy-i csapással rendelkezik, ami a telérek csapására és egyben a középhegységi szinklinális tengelyére merőleges ÉÉNy–DDK-i, illetve ÉNy–DK-i irányokkal jellemezhető húzóerők jelenlétét igazolja, ellentétben az ugyanilyen irányú regionális kompressziós feszültséggel (5A, B. ábra). Ez az ellentét jól megfelel a TARI (1995) által említett, hasonló irányokkal jellemzett felső-kréta kompressziós erőterben létrejövő hajlításos húzási folyamatnak (1. ábra).

Ezek alapján a keselő-hegyi vöröskalcittelérek létrejötté, a kompresszió irányára merőlegesen meghajló, nagy vastagságú felső-triász mészkő és dolomit, illetve dolomitos mészkő rétegek konvex (antiklinális) felületén ébredő lokális húzásokhoz (PHILIP, MEGHRAOUI 1983, BURBANK, ANDERSON 2001) köthető (6/I. ábra). Vagyis a keselő-hegyi vöröskalcittelérek az első rendű középhegységi szinklinális dőlését „felülíró”, ÉNy–DK-i kompresszió hatására antiklinálissá hajló felső-triász képződmények húzásos hasadékait tölthették ki (6/II. ábra).

A vértési felső-triász monoklinikus dőlése miatt azonban — kivéve a tatabányai Birkacsárda „antiklinálisát” (BALÁSHÁZY 1977, 1979, FODOR szóbeli közlés) — a fent említett megoldás nem illeszthető egyértelműen a felső-triász képződmények felső-kréta redőződésének modelljébe, hiszen ma hiányzik a jelentős mérettel rendelkező antiklinális szerkezet (6/IIc. ábra) DK-re dőlő szárnya. Az eredeti antiklinális hiányának oka egy késő-kréta–kora-cocén, közel dőlésirányú rátolódás lehet, amelyhez hasonló több szerző is rögzített a tatabányai medenceperemen (BALÁSHÁZY 1977, 1979, MAROS 1986, 1988, KERCSMÁR 1995, BÍRÓ 2003, FODOR szóbeli közlés). Ezt a rátolódást jelezheti területünkön az Átmeneti Tagozat térképi megjelenésének elkeskenyedése is (3. ábra). A DK-felé dőlő részek hiányát a késő-kréta–kora-cocén erőteljes lepusztulás, illetve a középső-cocén és attól fiatalabb üledékekkel való befedődés is fokozhatta, ami elfedte a keresett dőlésirányú részeket, esetleg azok maradványát (6/IIId. ábra).

Ugyanakkor a kompressziós erőterben, konvex felületté hajló térrész kialakulása, és ezzel a hajlításos húzás létrejötté elképzelhető egy közel dőlésirányú rátolódásos rámpa szerkezet rátolódó részének, antiklinálissá (rámpa-antiklinális) hajló „vetőhajlat-redőjének” zónájában (fault-bend fold) is (7/I. ábra); (SUPPE 1983, PHILIP, MEGHRAOUI 1983, BURBANK, ANDERSON 2001). Ebben az esetben a keselő-hegyi vöröskalcittelérek a rátolódás következtében kialakuló rámpa-antiklinálison felhasadó litoklázisokban keletkeztek (7/II. ábra). A felső-triász képződmények dőlésirányainak

6. ábra. A kompressziós irányokra merőleges csapású, keselő-hegyi vörös kalcitok keletkezésének egyik lehetséges megoldása (l. még 7. ábra): a szenon hajlítási medence (flexural basin) fejlődésének során, az előtéri kiemelkedést (forebulge) is létrehozó kompressziós feszültség hatására, a medence DK-i peremén kialakuló redő antiklinális boltozatán létrejövő hajlítási húzás (flexural extension) következtében alakulnak ki a vörös kalcittal egyidejűleg kitöltődő hasadékok

I: Kompresszió hatására meghajló kéregben ébredő lokális feszültségek modellje BURBANK, ANDERSON (2001) alapján. A meghajló térrész konkáv felületén erőteljes összenyomó, míg a konvex felületén húzásos feszültségek ébrednek. A kialakuló húzásos szerkezetek csapása merőleges a hajlítást létrehozó fő nyomási irányokra, II: A keselő-hegyi vöröskalcittelérek keletkezésének, szenon hajlítási húzáshoz (flexural extension) kötődő modellje, tágabb idő-, és térbeli környezetbe helyezve, ÉNy-DK-i csapású keresztmetszvényeken ábrázolva (l. még 1. ábra); A: A közp-hegységi elsőrendű szinklinális létrejötté az albai időszakban TARI (1995) alapján, és a vöröskalcittelérek tartalmazó felső-triász képződmények (T3D – Dachsteini Mész, T3FD – Dachsteini Mész és Földolomit Átmeneti Tagozat, T3F – Földolomit) heteropikus fáciéseinek elhelyezkedése és ezek dőlésviszonyai, a Keselő-hegy (Ke) és a Vértes-hg. (V) relatív helyzetének feltüntetésével, B: Szenon kompresszióhoz kötődő kéreghajlítás, aminek antiklinális boltozatán lokális, hajlítási húzás ébrednek. A hajlítási húzás hatására, a fő kompressziós irányra merőlegesen felnyíló hasadékokat vörös kalcit tölti ki. Ugyanakkor a Dachsteini Mész és Földolomit Átmeneti Tagozatának heterogén rétegösszletében rátolódásos rámpa kezdemények, közel dőlésirányú feltolódások jönnek létre. C: Kréta végi rátolódások kifejlődése, ami az eredeti hajlítási szerkezeteket eltüntet, létrehozva az eredetihez hasonló monoklinális döléseket, kivéve a rátolódás orr-részt, ami viszont a későbbiek során erőteljesen erodálódik. D: Késő-kréta és kora-eocén erózió és karsztosodás a Magyar Paleogén Medence peremén, ami közel egységes felületet és látszólagos monoklinális dölést hoz létre a korábbi kompressziós szerkezetek lepusztításával. A megőrződött vöröskalcittelérek némelyike karsztosodott, a létrejövő üregeket vörösgyag, bauxitos agyag tölti ki

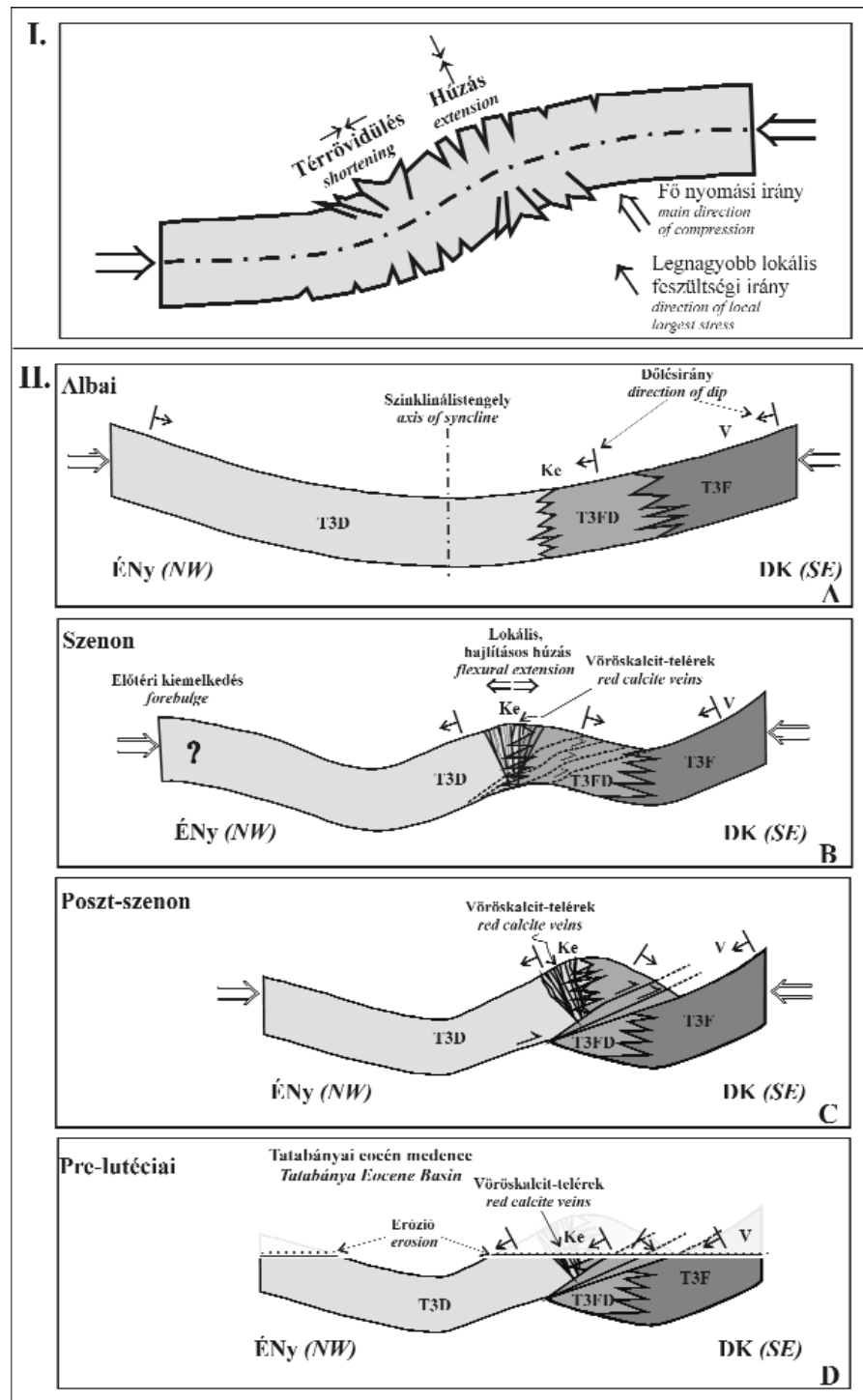
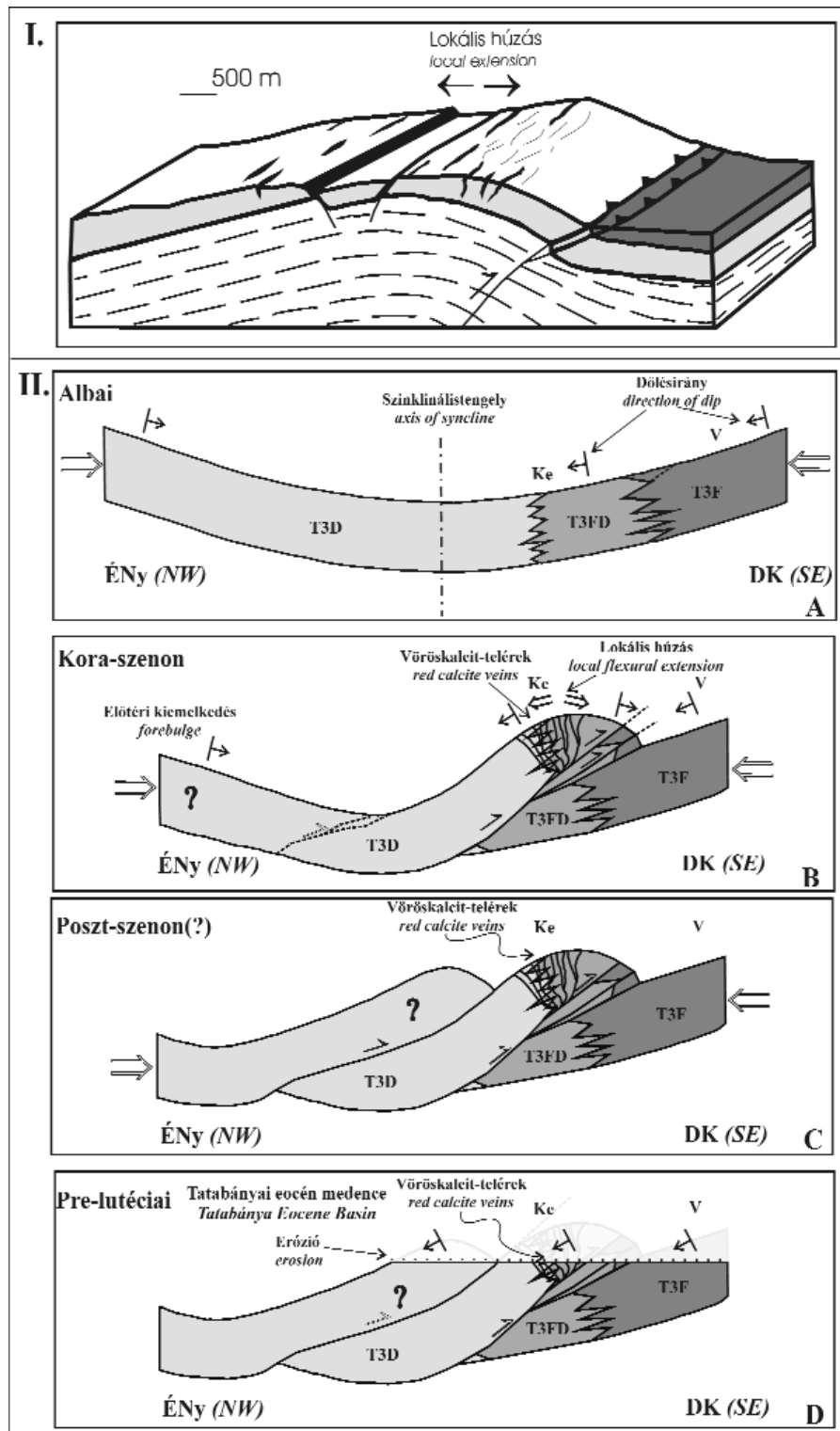


Figure 6. Formation of red calcite veins on the Senonian flexural margin. First possibility version (see also Figure 7.) the red calcite veins were formed on the fold-anticline generated by NW-SE direction compression stress-field, behind the Senonian forebulge

I. Model of flexural extension in the folding causes, after BURBANK, ANDERSON (2001). The local direction of extension is parallel to the regional direction of compression in the top of the anticline of folding system, II. Flexural extension on the Upper Triassic Formations of the Keselő Hill. The direction of the cross section is NW-SE.(see also Figure 1.); A: Formation of first phase Albian synclinal of the Transdanubian Central Range. (T3D – Dachstein Limestone, T3FD – Dachstein Limestone and Maindolomite Transitional Zone, T3F – Maindolomite, Ke – Keselő Hill, V – Vértes Mountain), B: Senonian flexural extension in the regional compressional stress field. The opened extensional structures filled in red calcite, which were connected Upper Cretaceous lamprophy dykes. C: Upper Cretaceous thrust and ramp structures. D: Late Cretaceous and Early Eocene erosion and karst-formation on the SE-ern part of Hungarian Paleogene Basin. Some red calcite vein were karst-formed, reopened and filled in bauxite and red clay. The erosion were formed the „secondary monoclinic dip” in the northern part of the Vértes Hill



7. ábra. A keselő-hegyi vörös kalcitok keletkezésének másik lehetséges megoldása (ld. még 6. ábra) szerint a szenon kompressziós medencefejlődés kezdeti szakaszán, a medence DK-i peremén kialakuló rátolódásos szerkezetek rámpa-antiklinális boltozatán ébredő lokális húzás hatására jönnek létre a vörös kalcittal egyidejűleg kitöltődő hasadékok

I: Feltolódás hatására meghajló kéreg-részben jelentkező húzásos (extenziós) szerkezetek BURBANK, ANDERSON (2001) modelljében. A rátolódó kéregrészt boltozatosan meghajló rámpa-antiklinális húzásos hasadékok és normál vetődéses árkok alakulhatnak ki. A kialakuló szerkezetek csapása merőleges a fő nyomási irányra és közel párhuzamos a rátolódási fronttal, II: A keselő-hegyi vöröskalcittelérek keletkezésének kora-szenon kompressziós szerkezetekhez kötődő modellje, tággabb idő-, és térbeli környezetbe helyezve, ÉNy–DK-i keresztmetszvényeken ábrázolva (ld. még 1. ábra); A: A középhegységi elsődrendű szinklinális létrejötté az albai időszakban TARI (1995) alapján, és a vöröskalcittelérek tartalmazó felső-triász képződmények (T3D – Dachsteini Mészko, T3FD – Dachsteini Mészko és Földolomit Átmeneti Tagozat, T3F – Földolomit) heteropikus fáciéseinek elhelyezkedése és ezek dőlésviszonyai, a Keselő-hegy (Ke) és a Vértes-hg. (V) relatív helyzetének feltüntetésével, B: Szenon kompresszió hatására, a Dachsteini Mészko és a Földolomit Átmeneti Tagozatának heterogén rétegösszletében létrejövő feltolódások, a hajlítási medence DK-i peremén. A rátolódásos szerkezet boltozati részén, lokális húzás hatására felnyíló, a fő nyomási irányra merőleges hasadékokat vörös kalcit tölti ki (I. és II. tábla), C: Kompressziós szerkezetek fejlődése a szenon időszak alatt vagy közvetlenül a szenon időszak után, aminek következtében közel dőlésirányú rátolódások jönnek létre, D: Késő-kréta és kora-cocén erózió és karstosodás a Magyar Paleogén Medence peremén, ami közel egységes felületet és látszólagos monoklinális dőlést hoz létre a korábbi kompressziós szerkezetek lepusztításával. A megőrződött vöröskalcittelérek némelyike karstosodott, a létrejövő üregeket vörösgyagy, bauxitos agyag tölti ki (II. tábla 2. és 4. kép)

Figure 7. Second possibility (see also figure 6.) version of the red calcite veins were formed on a ramp-anticline of thrust in the Early Senonian compressional stress field

I. Model of extensional structures on the ramp-anticline, after BURBANK, ANDERSON (2001). The local direction of extension is parallel to the regional direction of compression on the ramp-anticline and formation of the red calcite veins on the Keselő Hill. The direction of the cross section is NW-SE; (see also Figure 1.) A: Formation of the Albian synclinal of the Transdanubian Range. (T3D – Dachstein Limestone, T3FD – Dachstein Limestone and Maindolomite Transitional Zone, T3F – Main Dolomite, Ke – Keselő Hill, V – Vértes Mountain), B: Thrusts and ramps in the Early Senonian compressional stress field. The extensional structures were opened on the ramp-anticline and filled in red calcite, C: Thrusts after formation of the red calcite veins in the Senonian or Postsenonian age. D: Late Cretaceous and Early Eocene erosion and karst-formation on the SE-ern part of Hungarian Paleogene Basin. Some red calcite dyke were karst-formed, reopened and infilled bauxite and red clay

mai problémája ez esetben is fenn áll. A megoldás itt is a fentiekben vázolt késő-kréta–kora-eocén lepusztulás, majd lefedődés, illetve későbbi erózió lehet (7/IIID. ábra).

Felső-kréta szerkezetalakulás nyomai a Keselő-hegy felső-triász képződményeiben, vöröskalcitellérek szerkezetelemzése alapján (következtetések)

A felső-kréta, szenon flexurális-medence fejlődésének korai szakaszában a középhegységi első rendű szinklinális kialakulása utáni, ÉNy–DK-i kompresszióval jellemezhető feszültségtérben (TARI 1995), a Vértes É-i előterében kifejlődött antiklinális szerkezet csukló zónájában létrejövő vagy egy feltolódásos rámpa szerkezet rámpa-antiklinálisán ébredő, a nyomási iránnyal párhuzamos lokális húzás hatására keletkező hasadérendszer, vörös kalcit töltötte ki, mely vörös kalcitos hasadérendszer a tatabányai Keselő-hegy feltárásaiban felső-triász Dachsteini Mészköben jelenik meg.

A tatabányai Keselő-hegyen észlelt telérek csapásirányai merőlegesen a felső-krétára jellemző feszültségtér ÉNy–DK-i kompressziós irányára és párhuzamosak a középhegységi szinklinális tengelyével, ami alapján — tisztán hajlítós húzásos modellt feltételezve — a tatabányai vöröskalcitellérek a kompresszió hatására meggyűrődő felső-triász rétegek antiklinálisához tartoznak. Kialakulásuk a meghajló kéregrészben ébredő lokális húzáshoz kötődik, ami az antiklinális csuklózónájában, a nyomóerővel párhuzamosan jelentkezik (6. ábra).

Egy másik megoldás szerint a Fődolomit és a Dachsteini Mészkö érintkezése nagy méretű rátolódásos rámpa szerkezetek mentén történik. Ebben az esetben a keselő-hegyi vöröskalcitellérek a rámpa-antiklinális csuklózónájában jelennek meg a nyomási irányra merőleges

hasadékokként. A feltolódások közel dőlésirányúak és leginkább a két képződmény Átmeneti Tagozatában észlelhetők (7. ábra).

Ahhoz, hogy eldönthessük melyik szerkezeti megoldás áll közelebb a valósághoz további vizsgálatok szükségesek. Azt azonban megállapíthatjuk, hogy a keselő-hegyi vöröskalcitellérek létrejötté a felső-kréta feszültségtér által létrehozott kompressziós szerkezetekhez kötődik, és mindkét említett modellben a hasadékok felnyílását a középhegységi szinklinálisra merőleges regionális nyomóerő hatására fellépő lokális hajlítós húzás (flexural extension) okozta.

A felső-kréta kompressziós szerkezetek már a késő-kréta–kora-eocén során jelentős lepusztulást szenvedtek, majd fekvő képződményül szolgáltak a középső-cocén transzgressziós üledékeknek.

A vöröskalcitellérek hasadécai és a befogadó képződmények az eocén után is jelentősen erodálódtak, és az adott kornak megfelelő feszültségtérben többször felnyíltak, karsztosodtak és helyenként fiatalabb üledékekkel vagy fehér színű szkalenoéderes kalcittal töltődtek ki.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet szeretném kifejezni a keselő-hegyi kőfejtőt működtető *Lassesberger* cég vezetőinek és munkatársainak, akik bányauzemükben lehetővé tették a földtani kutatások elvégzését. Köszönettel tartozom dr. Maros Gyulának a lektori munkáért és a hasznos tanácsokért, valamint dr. Balla Zoltánnak szerkesztői javaslataiért. Köszönet illeti dr. Fodor Lászlót és dr. Kázmér Miklóst, akik e területre irányították figyelmemet. A kutatást a T 042799 sz. OTKA támogatta.

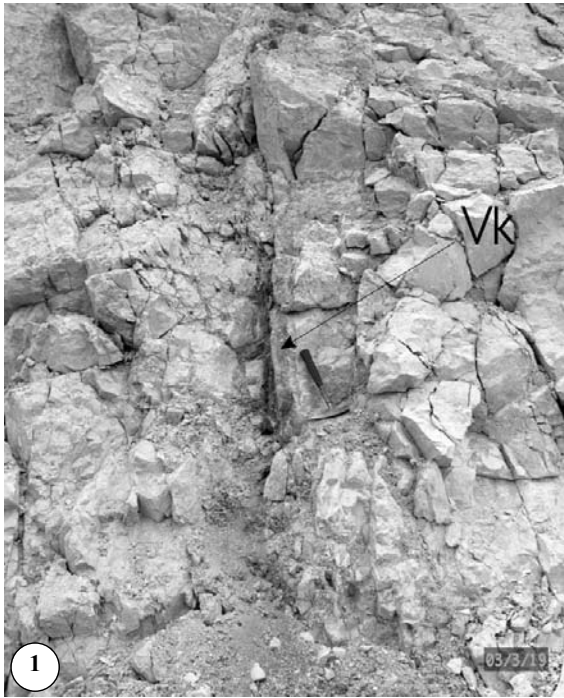
Irodalom — References

- BADA G., FODOR L., SZÉKELY B., TIMÁR G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mountains, northern Hungary. — *Tectonophysics* 255, pp. 269–289.
- BALÁSHÁZY L. 1977: Részletes tektonikai vizsgálatok az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse területén és a szerkezeti elemek vízföldtani kapcsolata. — *Doktori értekezés*, ELTE Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.
- BALÁSHÁZY L. 1979: Részletes tektonikai vizsgálatok az É-i Vértes és a D-i Gerecse területén. — *Általános Földtani Szemle* 13, pp. 33–69.
- BIRÓ I. 2003: A vértessomló-i törésvonal szerkezetföldtani vizsgálata, a vértesi Mária-szurdok környékén. — *Szakkoloztat*, ELTE Regionális Földtani Tanszék, Budapest.
- BURBANK D.W., ANDERSON R.S. 2001: Tectonic geomorphology. — *Handbook*, Blackwell Science UK, 274 p.
- DEMÉNY A. 1992: Hazai lamprofirok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján. — *Földtani Közlemény* 122/2, pp. 209–232.
- DEMÉNY A., GATTER I., KÁZMÉR M. 1997: The genesis of Mesozoic red calcite dikes of the Transdanubian Range (Hungary): Fluid inclusion thermometry and stable isotope composition. — *Geologica Carpatica* 48, pp. 315–323.
- FODOR L., KERCSMÁR ZS. 1995: Tectonically controlled, Middle Eocene scarp, Early Oligocene strike-slip fault. — In: ÁRGYELÁN G., FOGARASI A. (Eds.): Upper Cretaceous and Paleogene of the Transdanubian Central Range, *Field Guide, ALCAPA Workshop, Cretaceous and Paleogene Paleogeography and Geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian Region, Hungary*, pp. 71–73.
- FODOR L., CSONTOS L., BADA G., GYÖRFI I., BENKOVICS L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. — In: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F., SÉRANNE, M. (eds.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 156, pp. 295–334.
- FODOR L., BUDAI T., CSILLAG G., GYALOG L., NAGYNÉ PÁLFALVI S., KERCSMÁR ZS., MAGYARI Á., SÁSDI L. 2003 (in prep.): Telérek igen, forráskúpok viszont nem alakultak ki a késő-

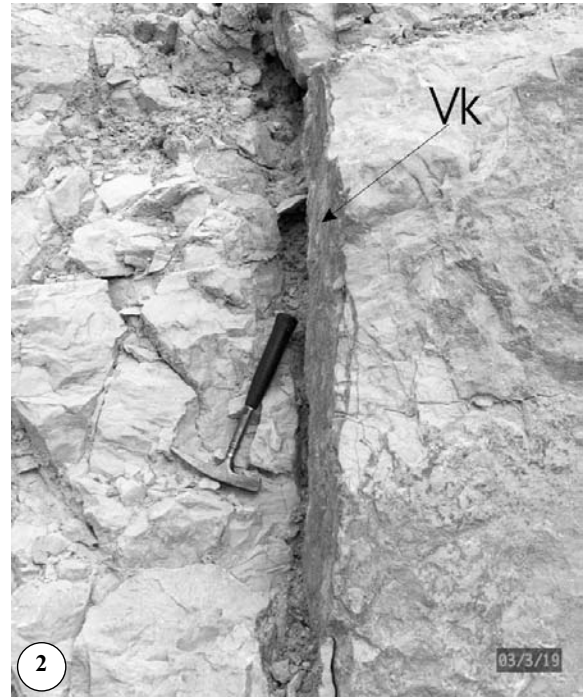
- krétában a Vértes Köves-völgyének környékén — vitairat Korpás és Peregi: Felső-kréta (?) forráskúpok a Vértes-hegységben című munkájára.
- GATTER I. 1984: Investigation on embedded fluids in vein fillings and in crusts precipitated from thermal waters on the walls of caves in carbonate rocks. — *Karszt és Barlang* 1, pp. 9–18.
- HAAS J., JOCHA-EDELÉNYI E., GIDAI L., KAISER M., KRETZOI M., ORAVECZ J. 1985: Geology of the Sümeg area. — *Geol. Hung. Ser. Geol.* 20, pp. 1–365.
- HAAS J. 1987: Position of the Transdanubian Central Range structural unit in the Alpine evolution phase. — *Acta Geologica Hungarica* 30/3–4, pp. 243–256.
- HAAS J., BUDAI T. 1995: Upper Permian-Triassic facies zones in the Transdanubian Range. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 101/3, pp. 249–266.
- HORVÁTH I., TICHY-DARIDA M., ÓDOR L. 1983: Magésitiferous dolomitic carbonatite (beforsite) dike rock from Velence Mountains. — *MÁFI Évi Jel. 1981. Évről*, pp. 369–389.
- HORVÁTH I., ÓDOR L. 1984: Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary) — *Mineralia Slovaca* 16, pp. 115–119.
- KERCSMÁR Zs. 1995: A tatabányai eocén medence keleti peremének öskörnyezeti rekonstrukciója és tektono-szedimentológiai vizsgálata. — *Szakdolgozat*, ELTE Őslénytani Tanszék, Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, 120 p.
- KERCSMÁR Zs. 1996: Syntectonic sedimentation in the marine Eocene of Tatabánya, Hungary. — *Kurzfassungen der Vorträge und Poster*, Sediment '96, 11. Sedimentologentreffen, Institut für Geologie-Institut für Paläontologie Univ. Wien, pp. 74.
- KERCSMÁR Zs. 2003: Late Lutetian synsediment tectonic activity on the NE part of the Transdanubian Range (Tatabánya Basin, Vértes Mts., Hungary). — *abstract book*, 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, pp. 94.
- MAROS GY. 1986: A Gerecse-, és a Vértes-hegység között elterülő vidék tektonikájához. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 1–49.
- MAROS GY. 1988: A vértes-hegységi Vitány-vár környékének tektonikai elemzése. — *MÁFI Évi Jelentés 1986 évről*, pp. 295–310.
- PEREGI Zs., KORPÁS L. 2002: Felső-kréta (?) forráskúpok a Vértes-hegységben. — *Földtani Közöny* 132/3–4, pp. 477–480.
- PHILIP H., MEGHRAOUI M. 1983: Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Ansam earthquake of October 10. — *Tectonics* 2, pp. 17–49.
- SUPPE J. 1983: Geometry and kinematics of fault-bend folding. — *American Journal of Science* 283, pp. 684–721.
- TARI G. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* 226, pp. 433–455.
- TARI G. 1995: Eoalpine (Cretaceous) tectonics in the Alpine/Pannonian transition zone. — In: HORVÁTH F., TARI G., BOKOR Cs. (Eds.): Extensional collapse of the Alpine orogen and hydrocarbon prospects in the basement and basin fill of the Pannonian Basin, *Guidebook to Fieldtrip* No.6, Am. Ass. of Petr. Geol., International Conference and Exhibition, Nice, pp. 133–155.
- TÁLAS P. 1984: Az L34-13-B-d-2 (Tatabánya, Felsőgalla) 1:10 000-es térképlap földtani felvétele. — *Kézirat*, MÁFI Adattár.
- VÉGH S.-NÉ 1989: Alaphegység. — In: Végh Sné (szerk.): A Gerecse-előtér földtani kutatása az új eredmények tükrében, *Kézirat*, ELTE Alkalmazott-, és Környezetföldtani Tanszék, Budapest, pp. 1–34.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája (Tectonics of the Buda Hills). — *MÁFI Alkalmi Kiadvány*, Budapest, 55 p.

I. tábla — Plate I

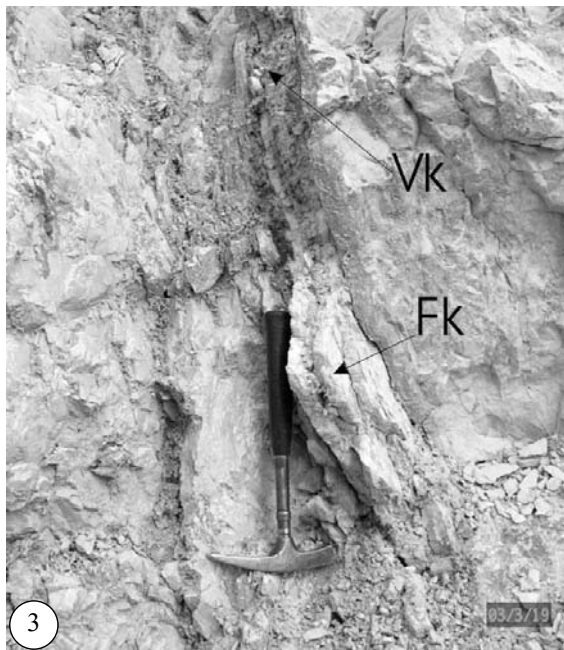
Jelmagyarázat: Vk – vörös kalcit (*red calcite*), Fk – fehér kalcit (*white calcite*), A – agyag (*clay*)



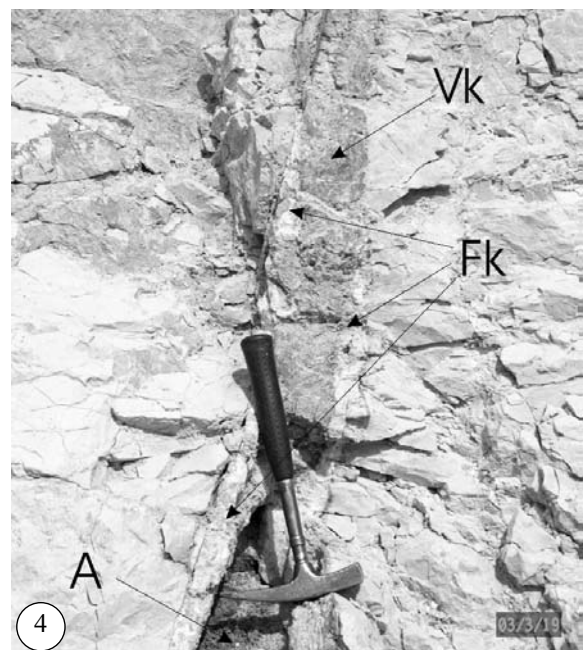
1. 1.1-es telér: 10 cm vastag vöröskalcittelér, a feltárást Ny-ról határoló szerkezeti zóna közelében. — 10 cm width red calcite vein in the tectonic zone of the western part of outcrop



2. 2.1-es telér: 5–8 cm vastag utólagosan felnyílt, karsztosodott és agyaggal kitöltött vöröskalcitos hasadék. — 5–8 cm width red calcite vein which were opened and filled in clay



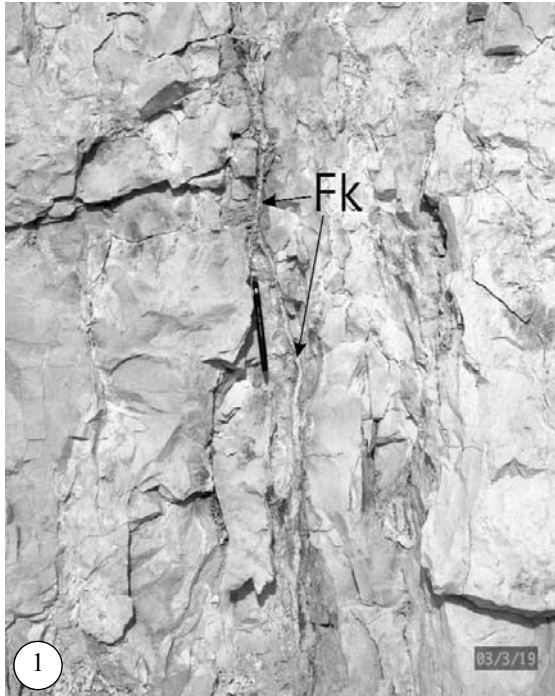
3. 2.2-es telér: 15–20 cm vastag, utólagosan felnyílt és fehér kalcittal kitöltött vöröskalcittelér. — 15–20 cm width red calcite vein with white calcite in the middle of the vein



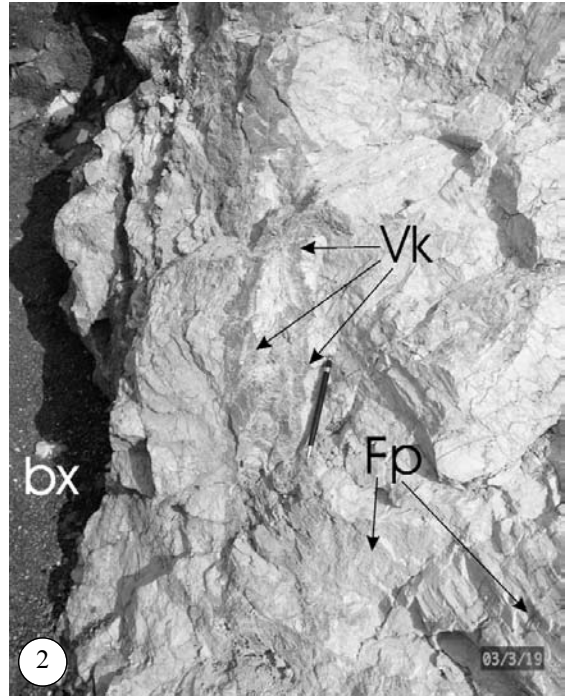
4. 2.5-ös telér: 15 cm vastag, felső-triász breccsát tartalmazó vöröskalcit. A hasadék utólag felnyílt és fehér kalcit töltötte ki a telérfal és a vöröskalcittelér közti repedést. A szkalenoéderez fehér kalcit telérben található üreget barna, szürkésbarna agyag tölti ki. — 15 cm width red calcite vein with Upper Triassic breccia. Later the red calcite vein were opened and filled in white calcite. The cave in the middle of the white scalenoedric calcite dyke filled in brown and gray clay

II. tábla — Plate II

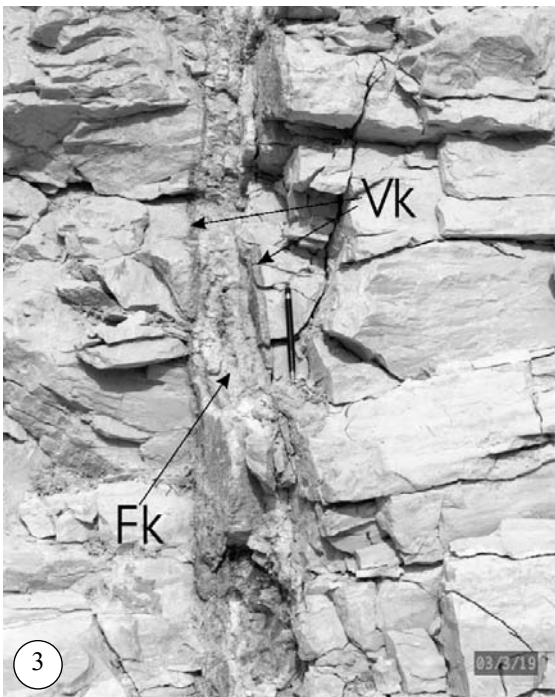
Jelmagyarázat: Vk – vörös kalcit (*red calcite*), Fk – fehér kalcit (*white calcite*), Fp – vetősík (*fault plain*) bx – bauxit (*bauxite*)



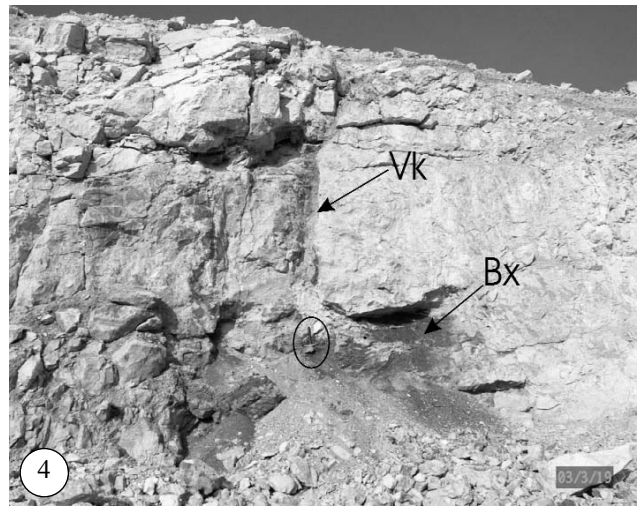
1. 2–3 cm vastag fehér kalcit telérek. — 2–3 cm width white calcite veins



2. 2.9-es telér: Szerkezeti zónán belül erősen összetört vöröskalcittelér. A törés utólag karsztosodott és a 2–3 m vastag hasadék bauxittal és vörös agyaggal töltődött ki. — Red calcite vein in the tectonic zone. The tectonic structure was karstified and filled in bauxite and red clay



3. Utólagos fehér kalcit kitöltés a vöröskalcittelér közepén. — White calcite in the middle of the red calcite vein



4. 2.8-as telér: Karsztos üreg és bauxitos, vörös agyagos kitöltés vöröskalcittelér mentén. (Az ovális keretben a méretaránynak elhelyezett geológus kalapács van.) — Karstic cave filled in bauxite and red clay along the red calcite vein. (There is a geologic hammer in the oval.)

A Közép-dunántúli szerkezeti egység formációi

Formations of the Mid Transdanubian Zone

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER ERZSÉBET

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

Tárgyszavak: formáció, Magyarország, Közép-Dunántúl, rétegtan, paleozoikum, mezozoikum

Keywords: formation, Hungary, Mid Transdanubian Zone, stratigraphy, Palaeozoic, Mesozoic

Összefoglalás

Magyarország nagyszerkezeti egységei közül a Közép-dunántúli szerkezeti egység felépítése talán a legkevésbé ismert. Az elmúlt másfél évtized alatt feldolgozott mélyfúrások rétegsorainak részletes vizsgálata lehetővé tette ezek formációba sorolását.

A Közép-dunántúli szerkezeti egységet a Szávai egység részének tekintjük (HAAS et al. 2000). Mai ismereteink alapján három alegységre oszthatjuk: D-karavankai, Juliai–Savinja és D-Zalai alegységekre. Ezek felépítésében a felső-karbontól (?) a felső-krétaig terjedő korú képződmények vesznek részt.

Összesen tizenhat, formáció szintű rétegsoport lett elkülönítve. Egy részüket feltételeesen már eddig is használták (BÉRCZI-MAKK et al. 1981). A triász korú formációkat a Magyar Rétegtani Bizottság már elfogadta, a többi csak javaslat szintű.

Abstract

Between the Periadriatic-Balaton and Zagreb-Zemplin Lineament systems heterogeneous structural units are juxtaposed, forming the Sava Composite Unit. The Sava Composite Unit belongs to the Mid Transdanubian Zone (HAAS et al. 2000).

Based on the present knowledge it is ranged for three subunit: S Karavanken, Julian-Savinja, S Zala Units.

In these sequences Upper Carboniferous–Upper Cretaceous formations took part. Between it was differentiated 16 formations.

Bevezetés

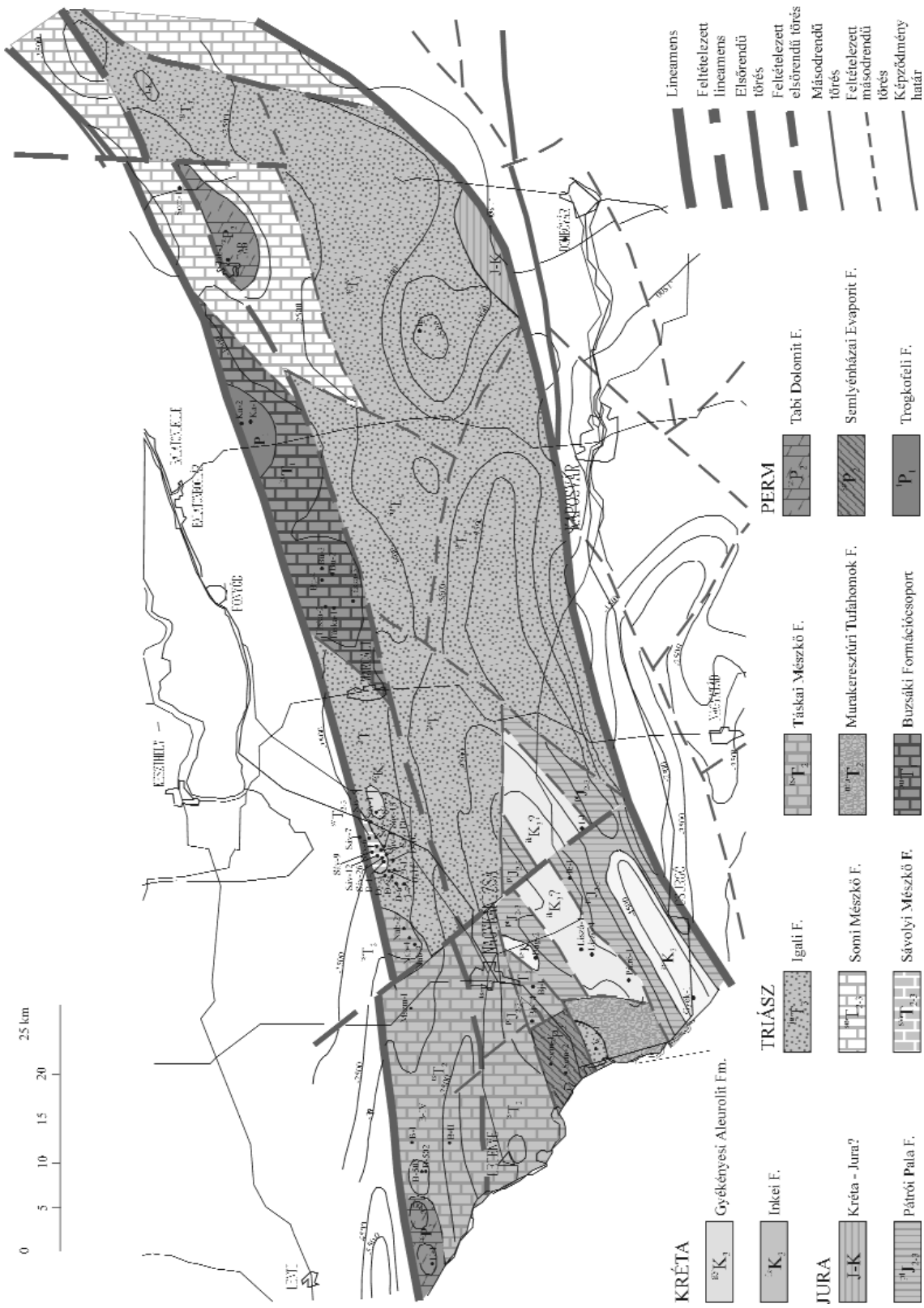
A elmúlt évtizedben a Közép-dunántúli szerkezeti egység képződményeinek behatóbb megismerése érdekében az 1980-as években teljes maggal fúrt szerkezetkutató fúrások komplex feldolgozása mellett feldolgoztuk és értékeltük, részben újraértékeljük a területen mélyült szénhidrogén-kutató fúrások legnagyobb részét. A horvát, szlovén és jugoszláv kollégákkal kialakult jó kapcsolat és együttműködés következtében megismerhettük a határon túli fúrások által harántolt képződményeket is. Az így kapott sok új adat lehetővé teszi, hogy az 1997-ben megjelent Magyarország litosztratiográfiai alapegységei (CSÁSZÁR et al. 1997) című kötetből még hiányzó, vagy csak ideiglenesen szereplő formációleírásokat pótoljuk. A javasolt formációk elterjedése az 1. ábrán látható.

A Közép-dunántúli egység a horvát és szlovén kollégákkal (MIOČ 1997, PAMIĆ, TOMLJENVIĆ 1998) össze-

hangolt kutatási eredmények alapján a Zagorje–Közép-dunántúli szerkezeti egység nevet kapta (HAAS et al. 1999), amit később Szávai (Közép-dunántúli) egységre változtattak (HAAS et al. 2000) és a Pelsoi nagyszerkezeti egység részét képezi. Ezen az egységen belül Haas J. három alegységet különített el, a D-karavankai, a Juliai–Savinja és a D-Zalai alegységeket (2. ábra).

A táblázatban a formációkat a fenti felosztás szerint csoportosítottuk (3. ábra).

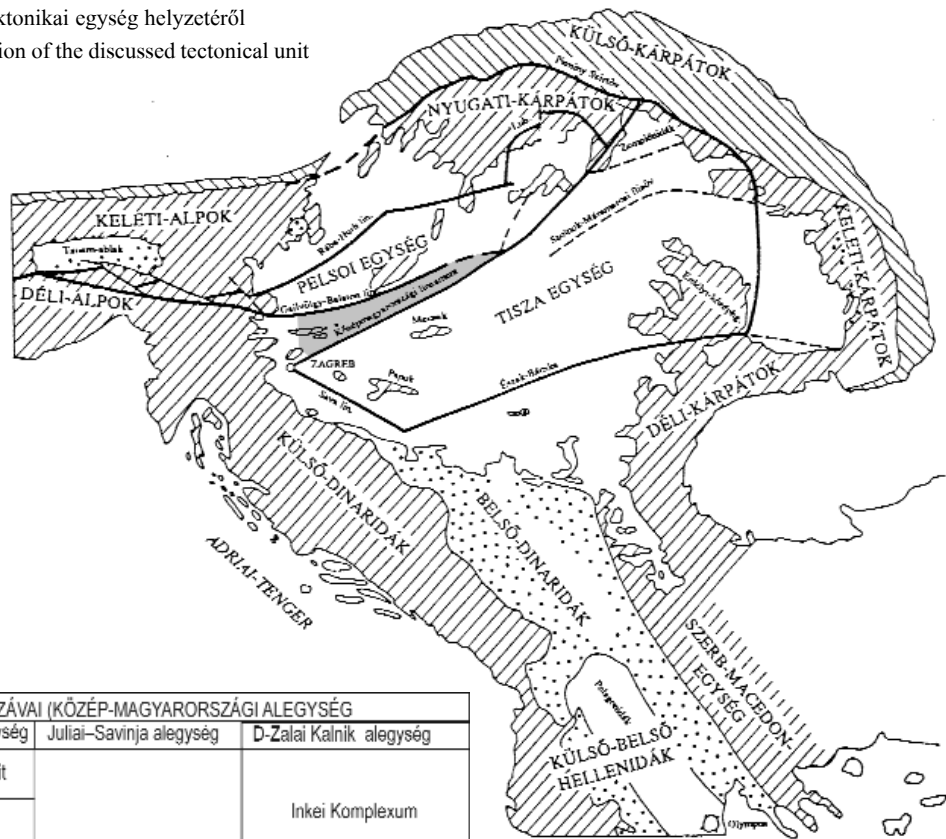
A javasolt formációk közül a triász korúakat a Magyar Rétegtani Bizottság Triász Albizottsága megvitatta és elfogadta, a többi formációleírás között is van olyan, amelyik már ideiglenesen eddig is szerepelt a Magyarország litosztratiográfiai alapegységei, című kötetben (CSÁSZÁR et al. 1997). Szeretném vita és esetleg elfogadás tárgyává tenni a felsorolt Formációkat, amennyiben a Magyar Rétegtani Bizottság érintett albizottságai hajlandók figyelembe venni javaslatomat.



1. ábra. A tektonikai egység pretercier térképázata
 Figure 1. Sketch map of the pre-Tertiary basement of the discussed tectonical unit

2. ábra. Vázlatos térkép a tektonikai egység helyzetéről

Figure 2. Sketch map with the location of the discussed tectonical unit



KOR		SZÁVAI (KÖZÉP-MAGYARORSZÁGI ALEGYSÉG)			
		D-Karavankai alegység	Juliai-Savinja alegység	D-Zalai Kalnik alegység	
KRÉTA	feleső	senon	Gyékényesi Aleurit	Inkei Komplexum	
	középső				
JURA	alsó		?	?	
	feleső	malm		Pátrói Pala	
TRIÁSZ	alsó	doggcr			
		liász		?	
	feleső	rhaeti	?	?	?
		nori	Igali Formáció	Igali Formáció	
	k.	karni	Ujudvari Marga Sávolyi Mészkkő		Iharosberényi Mészkkő
		ladin	Murakrcsztúri Tufahomokkő	Somi Mészkkő	
a.	anisusi	Táskai Mészkkő	Táskai Mészkkő		
	szkita	Buzsáki Formációcsoport	Buzsáki Formációcsoport	?	
PERM	feleső		Tabi Dolomit		
			Grödeni Homokkő	Semlyénházi Evaporit	
KARBON	alsó		Trogkofeli Formáció	?	
			Újfalui Szericitpala		

3. ábra. Rétegtani táblázat a tektonikai egység formációiról

Figure 3. Stratigraphic chart on the discussed tectonical unit

Paleozoikum

Karbon

TORNYISZENTMIKLÓSI SZERICITPALA FORMÁCIÓ (¹C₂)

Definíció: Anchimetamorf, sötétszürke-fekete szericitpala (agyagpala, palás aleurolit és homokkő) rétegek.

Litológiai jellemzés: sötétszürke, fekete, uralkodóan palás, muszkovitdús aleurolit, kevesebb márgás agyagpala és homokkő réteg, magas szervesanyag tartalommal és gyengén metamorf „lekerekített” szénszemcsékkel. A kőzet karbonáttartalma igen alacsony, ritkán 10% alatti mennyiségben dolomitot, esetenként szideritet tartalmaz. A szervesanyag vitrinitreflexió-értéke 3,78–4,55% között változik.

Elterjedés: Magyarországon felszíni előfordulása nem ismert. Az újfalui (tornyiszentmiklói) U–I fúrás 231 m után állt le ebben a képződményben.

Vastagság: az U–I fúrás ebben a képződményben állt le, így tényleges vastagságát nem ismerjük.

Fáciesértelmezés: anchimetamorf, tengeri molassz képződmény. A durvatörmelék hiánya parttól távoli, nyugodt üledékképződési környezetre utal.

Település: Feküje ismeretlen. Felfelé folyamatosan megy át karbonátos rétegek és lencsék megjelenésével és dúsulásával az alsó-perm Trogkofeli Formációba.

Típuszelvények: Az újfalui U–I fúrás harántolta 4072 m-től talpig, (4303) m-ig (231 m), ezt a rétegsort javasoljuk típuszelvénynek.

Kor: Egyetlen, rossz megtartású sporomorphát, (*Hymenozotriteles* sp.) sikerült belőle meghatározni. Ez a genus, virágkorát a késő-devonban élte, de a karbonban is előfordult. Elsősorban kőzettani analógiák alapján (Auernigi Pala F. SCHÖNLAUB 1979), valamint, mert folyamatos üledékképződéssel megy át a biosztratigráfiaiailag igazolt, alsó-perm Trogkofeli Formációba, késő-karbon korúnak tartjuk.

A Bükk-hegységi Mályinkai Formáció törmelékes kifejlődéséhez hasonló. A Déli-Alpok, Karavankák Auernigi Paláival lehet párhuzamosítani (esetleg választható ezek közül az egyik elnevezés is).

Elkülönítés: A felette települő Trogkofeli Formációtól a karbonátok és az ősmaradványok megjelenése különíti el.

Fontosabb irodalom: THAMÓ-BOZSÓ et al. 1982, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

Perm

TROGKOFELI FORMÁCIÓ (P₁)

Definíció: Anchimetamorf, sötétszürke-fekete agyagpala, aleurolit és világosszürke finomszemű homokkő, sötétszürke agyagos, homokos mészkő közbelepusztulásokkal, valamint zátonymészkő-breccsa lencsékkel.

Ez a Formáció már a korábbi formáció-leírásokban is szerepelt.

Litológiai jellemzés: alsó szakasza, amely a Trogkofeli rétegek törmelékes Kosna fácieséhez hasonlítható (RAMOVŠ 1963), uralkodóan szürke, sötétszürke, agyagos és homokos aleurolitból áll, ritkán sötétszürke aleuritos, meszes homokkő és sötétszürke, fekete, kemény, tömör agyagkő betelepülésekkel és lencsékkel. Felette a Trogkofeli zátonymészkőnek megfelelő (FLÜGEL 1980), sötétszürke, rétegzetlen, gumós, agyagfilmes, homokos, esetenként gyengén dolomitos kalciteres mészkőrétegek települnek, homokos aleurolit és homokkő, valamint zátonymészkő-breccsa betelepülésekkel. Felső részében sötétszürke–fekete agyagkő rétegek következnek, lemezes homokkő betelepülésekkel.

A mészkő lito- és bioklasztos mikropátit–pátit. Alsó részén nagy mennyiségben (42%-ig) tartalmaz terrigén klasztokat. A zátonymészkő-breccsa biogén mészkőklasztokból áll, mikrites–mikropátos mátrixban.

Elterjedés: Magyarország területén felszíni feltárásban nem ismert. Az újfalui U–I fúrás 3859–4072 m között a Karád-1 fúrás 910–1026 m között, a Karád-2 fúrás 1017–1026 m között és a buzsági Bu-5 fúrás 823–1063,5 m között harántolta.

Vastagság: A fúrások 10–240 m közötti vastagságban harántolták. Valódi vastagsága feltehetően 100–150 m körüli lehet.

Fáciesértelmezés: keletkezési környezete sekélyvízi, síkparti, foltzátonyokkal.

Alsó része sekélytengeri sziliciklasztos üledék, fölötté lejtőfáciesű. A fokozatosan felépülő zátonyok egyre több törmelékkel szolgáltattak, a terrigén anyagbeszállítás, pedig fokozatosan megszűnik.

A zátonyok felépülése háttérlagúna kialakulásához vezetett, amiben szervesanyag-dús agyag, márgás agyag rétegek ülepedtek le.

Település: Feküje a Tornyiszentmiklói Szericitpala Formáció, amelyből a karbonátos rétegek feldúsulásával fejlődik ki. Felfelé a Grödeni Homokkő delta-folyóvízi képződményeibe megy át.

Típuszelvények: Felszíni feltárása nem lévén az újfalui U–I fúrás által harántolt rétegsort tekinthetjük típuszelvénynek (3859–4072 m).

Kor: Az U–I fúrás karbonátos rétegei, elsősorban a zátonymészkő-breccsák gazdag ősmaradvány együttese lehetővé tette kora és fáciese pontos meghatározását.

Gazdag algaflórája, valamint mikro- és makro-Foraminifera (*Fusulinidae*) faunája alapján a kora-permbe soroljuk.

A BÉRCZI-MAKK által az U–I fúrásból meghatározott fontosabb ősmaradványok:

Foraminiferák: *Biwaella europaea* KOCHANSKY-DEVIDÉ et MILANOVIĆ, *Climacammina elegans* (MOELLER), *Climacammina* cf. *rugosa* MOROZOVA, *Darvasites contractus* (SCHELLWIEN), *Globivalvulina parva* CHERNUSEVA, *Lasiodiscus irregularis* (MIKL.-MAKL.), *Neotuberitina maljavkini* (MIHAJLOV), *Pseudoreichelina slovenica* (KOCHANSKY-DEVIDÉ), *Schubertella australis* THOMSON et MILLER, *Schubertella kingi* DUNBAR et SKINNER,

Schubertella paramelonica SULEJMANOV, *Tetrataxis nana* (MOROZOVA).

Algák: *Mizzia cornuta* KOCHANSKY-DEVIDÉ et HERAK, *Gyroporella nipponica* ENDO et HASHIMOTO.

A Karád-1 fúrás és a Karád-2 fúrás alsó szakaszában (910–1026 m, 1017–1026 m) sárgásszürke breccsás mészkövekből, világosszürke homokkő és márga rétegekből BÉRCZI-MAKK (1993) a következő foraminiferákat határozta meg: *Rugososchusenella* sp., *Darvasites contractus* (SCHELLWIEN), *Lasiiodiscus* sp., *Globivalvulina vulgaris* MOROZOVA, *Climacammina* sp.

A Buzsák-5 fúrás alsó részében (823,0–1063,5 m) sötétszürke, gyengén palás agyagkő, barnásszürke, homokos mészkő és agyagmárga, tarka, kovás konglomerátum és szürke homokkő rétegsort harántolt. Az összlet karbonátos rétegeiből szegényes Foraminifera együttes volt meghatározható (BÉRCZI-MAKK et al. 1993): *Globivalvulina vulgaris* MOROZOVA, *Lunucammina* sp., *Pachyphloia* sp.

A meghatározott ősmaradványok igazolják az említett rétegsorok alsó-permbe sorolását.

Elkülönítés: Mind a fekü, mind a fedő képződményeitől elsősorban a zátonymészkő-breccsa betelepülések valamint gazdag ősmaradvány együttesük különíti el.

A Bükk hegységi Mályinkai Formáció karbonátos kifejlődéséhez hasonló, de annál fiatalabb. A Karni-Alpok – Juliai-Alpok – Száva redők területén az ezzel a képződménnyel korban és kifejlődésben megegyező képződményeket Trogkofeli Formáció néven ismerjük, az elnevezést is innen vettük át.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK, KOCHANSKY-DEVIDÉ 1981, THAMÓ-BOZSÓ et al. 1982, BÉRCZI-MAKK 1988a, BÉRCZINÉ MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

GRÖDENI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ (⁸P₂)

Definíció: Anchimetamorf, tarka, gyengén palás szárazföldi-, folyóvízi rétegösszlet, amely a paleozoos üledékképződési ciklust zárja, egyes szerzők szerint viszont, az alpi üledékciklus kezdetének tekinthető.

Litológiai jellemzés: gyengén palás, tarka, fekete, sötétszürke agyagkő, lemezcs homokkő, homokos, agyagos aleurolit, sötét-zöldesszürke homokkő, aleuritos agyagkő vörös és lila homokkő rétegek építik fel. A képződmény anyaga granitoid és metamorf kőzetek lepusztulásából származik, valamint kis mennyiségben mészkő- és márgaklasztokat is tartalmaz. A 3523–3525 m-es intervallumból vizsgált sötétszürke-fekete agyagkő-betelepülésben rossz megtartású sporomorphák is voltak.

Elterjedés: felszíni feltárásból nem ismerjük. Az újfalui U–I fúrás harántolta kb. 3400–3859 m között.

Vastagság: AZ U–I fúrás rétegsora alapján, figyelembe véve a dőlés adatokat is (40–80°) vastagsága 2–300 m lehet.

Fáciesértelmezés: a Trogkofeli Formáció zátonylejtő és zárt háttér-lagúna fáciesű képződményeiből folyamatosan kialakuló delta(?), majd szárazföldi, folyóvízi

képződmények, amelyek felfelé a Tabi Formáció síkparti, sekély lagúna üledékeibe (bellerophonos mészkő, dolomit) mennek át.

Település: Feküje a Trogkofeli, fedője a Tabi Dolomit Formáció. A szakaszos magvétel nem teszi lehetővé annak eldöntését, hogy konkordáns vagy diszkordáns-e az érintkezés a három formáció között. A karotázs szelvény alapján az alsó határa értékelhető diszkordanciaként.

Típusszelvények: Az újfalui U–I fúrás 3400–3543 m közötti rétegsorát tekinthetjük típusszelvénynek.

Kor: A 3523–3525 m-es intervallumból sok rossz megtartású *Vittania* sp. sporomorpha került elő. Ezek a kora-perm legfelső szakaszában gyakoriak. Alatta a faunával bizonyíthatóan kora-perm korú Trogkofeli Formáció, felette a késő-perm Bellerophonos mészkő (Tabi Dolomit Formáció) települ. Ezen adatok alapján a késő-permbe sorolható.

Elkülönítés: Mind fekjétől, mind fedőjétől a karbonátos betelepülések hiánya különbözteti meg.

A Karni-Alpok és Karavankák Grödeni Homokkő rétegeivel azonosítható.

Fontosabb irodalom: THAMÓ-BOZSÓ et al. 1982, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

TABI DOLOMIT FORMÁCIÓ (¹⁰P₂)

Fontosabb szinonimák: Bellerophonos mészkő (SZABÓ 1972), Velebiti dolomit (THAMÓ-BOZSÓ 1982)

Definíció: Anchimetamorf, tarka (szürke, vörös, lilás-vörös, barna foltos) gyengén palás agyagmárga, dolomitos agyagkő, breccsás dolomit, agyagos dolomit, dolomit, dolomitmárga, dolomitos, agyagos aleurolit rétegek szegényes, de azonosítható felső-perm faunával.

Litológiai jellemzés: a rétegsor szürke, dolomitos mészkő, barnásszürke dolomit, fekete agyagkő, szürke, dolomitos mészkőbreccsa, vörös aleurolit, vörös és lila mészkő, dolomitos mészkő és aleurolit rétegekből épül fel. A sziliciklasztos és karbonátos üledékképződés váltakozva kerül túlsúlyba, nagyon ritkán különül el teljesen. A karbonátos rétegek uralkodóan dolomitosak, erősen töredeztettek, gyakran breccsásak, réteglapjaikon és repedéseikben sötétszürke, fekete agyagkőfilmekkel. Mikrofacies típusai erősen átkristályosodott pátos, mikropátos dolomit, pátos, mikropátos, intraklasztos, intra-bioklasztos mészkő, dolomitos mészkő.

Elterjedés: felszíni feltárásban nem ismerjük. Az újfalui U–I fúrás 3173–kb. 3400 m között és a Tab-1 fúrás 1295–1340 m között harántolta.

Vastagság: az U–I fúrásban fűrt vastagsága 226 m, fölötte, diszkordánsan miocén rétegsor települ, a Tab-1 fúrás, pedig 45 m-t fűrt bele és ebben a képződményben állt le, így a dőlés adatokat is figyelembe véve valószínűsíthető valódi vastagsága 100–150 m körüli.

Fáciesértelmezés: Sekélyvízi, síkparti fáciesek váltakoznak nyílt és részben zárt lagúna fáciesű képződményekkel.

Település: Feküje a Grödeni Homokkő Formáció, rétegtani fedőjét nem ismerjük, diszkordánsan neogén képződmények fedik.

Típusszelvények: Meghatározható ősmaradvány-tartalma miatt a Tab-1 fúrást javaslom típusszelvénynek, annak ellenére, hogy csak 45 m-t harántolt a rétegsorból.

Kor: A karbonátokból *Gymnocodium bellerophontis* ROTHPLETZ, *Hemigordius* sp. és *Permocalculus* sp. volt meghatározható (SZABÓ 1972) ami lehetővé teszi a rétegösszlet azonosítását a felső-perm Bellerophonos dolomit rétegekkel.

Elkülönítés: Feküjétől a karbonátos rétegek megjelenése különíti el.

A Karni-Alpok – Juliai-Alpok – Száva redők területén az ezzel korban és kifejlődésben megegyező képződményeket „Bellerophonos” mészkő és dolomit néven ismerjük.

A Déli-Alpok „Badiotica” fáciese is hasonló korú és kifejlődésű.

Fontosabb irodalom: SZABÓ 1972, THAMÓ-BOZSÓ et al. 1982, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

SEMLYÉNHÁZAI EVAPORIT FORMÁCIÓ (^{se}P₂)

Definíció: Anchi-epimetamorf anhidrit és gipsz köz-betelepüléssel, részben karbonátos, részben törmelékes rétegek (karbonátos kovapala, szerictpala, metahomokkő, összetört, palás mészkő és dolomit).

Litológiai jellemzés: A semlyénházi Sem-2 és Sem-3 fúrások alsó szakaszukban anchimetamorf, esetenként epimetamorf, anhidrit és gipsz köz-betelepüléssel, részben karbonátos, részben törmelékes rétegeket (karbonátos kovapalák, szerictpalák, metahomokkővek, összetört, palás mészkővek és dolomitok) harántoltak. Ezek eredeti kőzetei homokos mészkővek, karbonátos kötőanyagú, csillámos kvarchomokkővek, márgafoltokkal és lencsékkel, karbonátos, csillámos aleurolitok, intraklasztos, pelletes, mikrit-mikropátos szövetű, valamint pelloidos, ooidos és mikroonkoidos, pátitos szövetű mészkővek (esetleg savanyú tufák és tufitok is) voltak.

Elterjedés: felszíni feltárásban nem ismerjük. A semlyénházi Sem-2 és Sem-3 fúrások többszáz méter vastagságban kb. 3188–3508 m, illetve kb. 3070–3775 m között harántolták és ebben álltak le.

Vastagság: valódi vastagságukat nem ismerjük. Amennyire ez a szakaszos magvételű fúrásokból megállapítható, egyik fúrás sem érte el a fekü képződményeket.

Fáciesértelmezés: Lagunáris, sekélyvízi, síkparti képződmények, sabkha periódusokkal.

Település: Miocén képződmények alatt diszkordánsan települ. A fúrások ebben a képződményben álltak le, így sem feküjük, sem fedőjük nem ismert.

Típusszelvények: Típusszelvényeknek a Sem-2 és a Sem-3 fúrások rétegsorának megfelelő kb. 3180–3508 m és kb. 3150–3775 m közötti szakaszát tekinthetjük.

Kor: Rétegeiben meghatározható ősmaradványokat nem találtunk. Kőzet- és rétegtani analógiák alapján a késő-permbe sorolható, a Grödeni Homokkő Formáció és

részben a Tabi Dolomit Formáció heteropikus fáciesének tartjuk.

Elkülönítés: A területen mélyített fúrásokban előforduló hasonló fáciesű rétegsoroktól az evaporitok megjelenése és a kőzet metamorf foka is élesen elkülöníti.

A Karni Alpok, Karavankák K-i területén részben a Grödeni Homokkő heteropikus fácieseként, részben felette települnek hasonló evaporitos képződmények. A Déli Alpok K-i felében a lagunáris-evaporitos összlet („Fiammazza” fácies — BUGGISCH 1978) a Grödeni Homokkő fölött települ és középső-felső permbe sorolják.

É-Magyarországon a Szentléleki Formációval vagy a Perkupai Anhidrit Formációval rokonítható.

Fontosabb irodalom: RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

Mezozoikum

Triász

BUZSÁKI FORMÁCIÓ (^{bu}T₁)

Definíció: Sötétszürke, lilás-tarka márga, szürke, barnás árnyalatú mészkő, márgás, homokos mészkő, homokkő, homokos, ooidos, csigás, Echinodermata töredékes mészkő, breccsásodott dolomit rétegekből álló rétegsor.

Litológiai jellemzés: sötétszürke, lilás-tarka márga, mézsmárga, szürke mészkő, homokos, ooidos, csigás, Echinodermata töredékes mészkő, breccsásodott dolomit rétegek építik fel, esetenként elég gazdag Foraminifera faunával, amelyek között egyaránt előfordulnak kor- és fáciesjelzők is. Egyes fúrások anyagát csak kőzet- és fáciesanalógiák alapján soroltuk ide.

A tiszta mészkőrétegek ooidosak, madárszemek, felszakadt izzapemosók, Echinodermata töredékekkel. Üregeit gyakran vadózus szilt tölti ki, ami korai mikrokarszt jelenséggé értékelhető. Felső részében, intraklasztos biopátitok is gyakoriak.

Elterjedés: felszíni feltárásban nem ismerjük. A buzsa-ki Bu-2, -4, a Táskai-1, -3, a magyarszentmiklósi Mszm-I, a budafai B-IV, a sávolyi Sáv-5, -7, -10, -26, és az újudvari D-9, -10, -12, -13, -14 fúrások alsó szakaszai harántoltak ide sorolható képződményeket, valamint a teljes maggal fúrt Som-1 fúrás legalsó szakasza is hasonló kifejlődést mutat.

Vastagság: a szakaszos magvétel és az, hogy a fúrásokat általában leállították, ha elérték ezt a képződménycsoportot, nem teszi lehetővé a rétegsorok vastagságának megállapítását.

Fáciesértelmezés: sekélyvízi, zárt, esetenként nyíltabb vízcirkulációjú lagúna fáciesű képződmények, nagyarányú törmelékes anyagbeszállítással.

Település: Feküjüket nem ismerjük, fedőjükben általában középső-triász rétegek települnek.

Típusszelvények: A Bu-2, -4, és a Mszm-I fúrások rétegsorát tekintjük típus-szelvénynek, de a fent említett fúrások bármelyike is kiválasztható lenne.

Kor: A Bu-2, -4 fúrások mészkő rétegeinek *Glomospirella shengi* HO, *Glomospirella facilis* HO, *Glomospirella elbursorum* BRÖNNIMANN, ZANINETTI, BOZORGINA, HUBER Foraminifera együttese alátámasztja a kora-triászba sorolást. A Sáv-5, -7, -10, -26 és a D-9, -13, -14 fúrások Foraminifera együttese: *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY), *Glomospira sinensis* (HO), *Glomospira ammodiscoidea* (RAUSER), *Meandrospira pusilla* (HO), szintén kora-triászt jelöl, mint ahogy a Táska-1,-3 fúrások Foraminifera együttese is (*Meandrospira pusilla* (HO), *Spirorbis phlyctaena* BRÖNNIMANN et ZANINETTI). Az Mszm-I fúrás alsó, közel 300 m vastag rétegsorának *Meandrospira* metszetei, amelyek a *Meandrospira pusilla* (HO) és a *Meandrospira gigantea* FARABEGOLI közötti átmenetet képviselik a szkíta legfelső, valamint az anisusi legalsó rétegeire jellemzőek (BÉRCZI-MAKK meghatározásai).

A Som-1 fúrás legalsó szakaszának Foraminifera faunája (ORAVECZ-SCHEFFER meghatározásai): *Glomospira meandrospiroides* ZAN. et WHITTAKER és *Meandrospira gigantea* FARABEGOLI. Ez utóbbi átmeneti faj a még biztosan alsó-triász *Meandrospira pusilla* (HO) és a már anisusi *Meandrospira dinarica* KOCH. DEV. et PANTIČ között, ezért ezt a szakaszt a legfelső-szkíta és legalsó-anisusi átmenetnek tartjuk.

Elkülönítés: A felette települő fiatalabb triász rétegsoroktól a platform fáciesek kialakulása különíti el.

Az alsó-triász az egész alpi régióban hasonló kifejlődésű és werfeni fáciesű képződményekként írták le, sok helyi elnevezéssel.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK 1988, BÉRCZI-MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

TÁSKAI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (⁸T₂)

Definíció: Platform fáciesű, világos, fehérésszürke, vékonyréteges mészkő-, autigénbreccsás mészkő rétegek építik fel, gyakori dolomit betelepülésekkel.

Litológiai jellemzés: a vékonyréteges fehérésszürke mészkő- és autigénbreccsás mészkőrétegek felépítésében a breccsaklasztkok esetenként több cm-t is elérhetnek, rózsaszín és sötétebb szürke színűek. Szövetük laminites mikrit, intraklasztos biopelpátit, bekérgezett szemcsékkel, Dasycladacea, Foraminifera, Echinodermata és Sphynctozoa metszetekkel. A matrix átkristályosodott pát. Az üregkitöltések egy része mozaikos, nagyobb része sugaras pát. Gyakoriak a limonitos kitöltésű sztilolitos visszaoldódások. A breccsák szövete intraklasztit, erősen átkristályosodott, eredetileg mikrites szövetű, intraklaszttal, száradási repedésekkel, peloidos, esetenként pelletes vagy algaszönyeg-foszlányos betelepülésekkel, Echinodermata és Ostracoda töredékekkel.

Elterjedés: felszíni feltárásban nem ismerjük. A budafai B-I, -II, -IV, -502, -503, a nagybakónaki Nab-1, -2, -3, a magyarszentmiklósi Mszm-I, a sávolyi Sáv-2, az újudvari D-10, -12, Táska-4, valamint a Som-1 fúrás harántolt ilyen képződményeket.

Vastagság: a szakaszos magvételő fúrásokból nem lehet pontosan megállapítani a képződményhatárokat, ezért a rétegsorok vastagsági adatai nagyon bizonytalanok. Valószínű, hogy a Formáció eléri, esetleg meg is haladja a 200 m-t.

Fáciésértelmezés: az egész rétegsort platform fáciesű képződmények alkotják (steinalmi típusú platform).

A fúrások fiatalabb anisusi rétegei (breccsásodott dolomit, részben dolomitosodott mészkő, laminites dolomitmárga és dolomitmárga kötőanyagú dolomit és mészkőklasztos breccsa közbetelepülésekkel) már a kialakuló platform alkotói, részben platform tetőn vagy síkparton kialakult nagyon sekélyvízi fáciesek, részben háttérlagúna, részben zátonylejtő fáciesek.

Gyakori az intraklasztos biopelmikrit-mikropátit, gyakran pátit foltokkal. A felszakadozott madárszemcses mikritekben a madárszemcsék és pórusok gyakran sugaras kalcitpáttal, máskor vadózus szilttel kitöltöttek. A bioklasztkok rossz megtartású Foraminifera metszetek, Dasycladacea metszetek, Echinodermata váztöredékek, Mollusca és Ostracoda héjmetszetek. Ezek a képződmények részben nyílt, részben zárt vízcirkulációjú karbonátplatform-régióban keletkeztek. A vízszint csökkenésekor madárszemcses mikritek, később talajszintek képződtek, míg a vízszint növekedése esetén ezek a rétegek széttöredeztek, majd újracementálódtak, gyakran sugaras kalcitcementtel. Esetenként a mészalgák és egyes Foraminifera házak jelenléte mélyebb vízi képződésre utal. A dolomitrétegek valószínűleg árapályövi vagy nagyon sekélyvízi képződmények.

Település: A fekü alsó-triász rétegekből (Buzsáki Formáció) folyamatos az átmenet, felfelé valószínűleg szintén folyamatosan fejlődnek ki belőle a középső-anisusi rétegsor különböző fáciesei.

Típusszelvények: Típusszelvénynek választható a Táska-4 fúrás rétegsorának alsó része (2000 m alatt), valamint a budafai fúrások rétegsorának alsó része is (4000 m alatt).

Kor: A Táska-4 fúrás alsó részében szürke, összetört, meszes dolomitban *Meandrospira dinarica* KOCH. DEV. et PANTIČ és *Endothyranella* sp. (ORAVECZ-SCHEFFER meghatározásai) metszetek voltak. Ezek a foraminiferák nyílt lagúna faciést és anisusi kort bizonyítanak.

A Nab-2 fúrásban kevés a meghatározható Foraminifera (*Trochammina* sp., *Endothyra* sp., *Glomospirella* sp., *Nodosaria* sp.), ezek alapján nem lehet a kőzet korát meghatározni. Lehet anisusi, de lehet ladin is. A zöldalga töredékek sem határozhatók meg fajra, de PIROS O. szerint összességükben a steinalmi fáciesre emlékeztetnek (anisusi).

A Budafa-I, -II fúrások meghatározható Foraminiferái (ORAVECZ-SCHEFFER meghatározásai): *Endothyranella bicamerata* SALAJ, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI). Ezek együttese anisusi korra, valamint a kőzet kifejlődését is figyelembe véve egy platformfácies háttérlagúna és zátonylejtő képződményekre utal.

Az újudvari és a sávolyi fúrások mészkövei szokatlanul gazdag anisusira jellemző Foraminifera faunát tartalmaztak: *Ammobaculites radstadtensis* (KRISTAN-TOLLMANN), *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Earlandia amplimuralis* (PANTIĆ), *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Nodosaria* sp., *Meandrospira dinarica* KOCH. DEV. et PANTIĆ, *Diploremmina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, (BÉRCZI-MAKK et al. 1993).

A Som-1 fúrásból ORAVECZ-SCHEFFER, a *Nubecularidaes-Calciornellas* szintből, *Earlandia tintiniformis* (MISIK), *Calciornella* sp., *Ammodiscus parapriscus* HO, *Glomospira tenuifistula* HO, *Nodosinella* sp., *Glomospirella ammodiscoidea* RAUSER fajokat határozott meg, ezek egyértelműen bizonyítják a képződmény alsó-anisusi korát.

Elkülönítés: A fekürétegektől a törmelékes anyagbeszállítás megszűnése és a platformokra jellemző fáciesek megjelenése különíti el. A fedőrétegek esetében a vulkáni tevékenység nyomai vagy az erőteljesen mélyülő fáciesek megjelenése segíti az elkülönítést. Ez csak akkor okoz problémát, amikor mint a Som-1 fúrás esetében, a teljes triász rétegsor megszakítatlanul platform fáciesű. Ebben az esetben csak az ősmaradvány-tárulások, elsősorban a Dasycladaceák meghatározása nyújt segítséget.

Általában steinalmi platform képződmények és a külső-dinári self platform képződményeivel mutatnak rokonságot, közelebbi meghatározás lehetősége nélkül.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK 1988, BÉRCZI-MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

MURAKERESZTÚRI TUFÁHOMOKKÓ FORMÁCIÓ (^{mu}T₂)

Definíció: Tufás homokkő (a kőzetnek több mint 70%-a riolitklasztokból áll), radioláriás agyagkő és mészkő betelepülésekkel.

Litológiai jellemzés: tufás homokkő, riolitklasztok nagy tömegével (a kőzetnek több mint 70%-a), kevés apró kőzettöredékekkel (kvarcit, mészkő és agyagkő) és viszonylag sok, cm-es átmérőt is meghaladó méretű radioláriás agyagkő töredékekkel. A radioláriás agyagkő betelepülésként is megtalálható a tufás homokkőben. Esetenként homokos kötőanyagú mészkő- és agyagkő klasztos breccsák és finomkristályos mészkő rétegek is előfordulnak (Nab-2).

Vékonycsiszolatban a mészkő intraklasztos biopel-pátit. Az intraklasztok viszonylag aprók, kerekítettek, vagy foszlányosak.

A törmelékes betelepülések esetenként repedés-kitöltésként is előfordulnak. Agyagos-kovás kötőanyagban sok osztályozatlan, részben devitrifikált üvegtörmelék, kvarckristály-töredékek, kevesebb földpát, kvarcit és karbonát töredék alkotja. Foltokban és erekben magnetit-vagy piritszemcsék dúsulnak benne.

Elterjedés: felszíni feltárásban nem ismerjük. A murakeresztúri Mu-1, a nagybakónaki Nab-2, valamint a budafai B-502 fúrás harántolta.

Vastagság: a szakaszos magvétele miatt nem ismerjük.

Fáciésértelmezés: a nagymértékben riolitklasztokból álló homokkő valószínűleg a vulkáni tevékenység által kissé megemelt aljzatról gyors lepusztulással került viszonylag mélyebb régióba, ahol a savanyú vulkáni anyag megfelelő életteret hozott létre a Radioláriák számára.

Kifejlődését tekintve wengeni fáciesű.

Település: A szakaszos magvétele miatt, sem alsó, sem felső határát nem ismerjük. Valószínűleg gyors fáciesváltással vagy kisebb diszkordanciával települ steinalmi platform fáciesű fekéjére, míg felfelé folyamatosan fejlődnek ki belőle a külső self platformfáciési.

Típusszelvények: A Mu-1 fúrás 3340?–(3350) m közötti szakasza, a B-502 fúrás 3484–(3506) m közötti szakasza, a Nab-2 fúrás 2452,5–2480? m közötti szakasza.

Kor: A Mu-1 fúrásból DOSZTÁLY által meghatározott Radioláriák: *Falcispongia calcaneum* DUMITRICA, *Plasferium cf. nazarovi* KOZUR et MOSTLER, *Pseudostylosphaera coccostyla* (RÜST), *Pentaspogoniscus ladinicus* DUMITRICA et KOZUR et MOSTLER, a képződmény ladin korát bizonyítják.

Elkülönítés: Az uralkodóan savanyú vulkanitklasztokból álló homokkő megjelenése megkönnyíti mind a feké, mind a fedő felé történő elkülönítést.

Hasonló képződmények megtalálhatók a külső-dinári selfen, a Karni Alpok – Juliai-Alpok – Száva redők triász rétegsoraiban, valamint a Déli-Alpokban is.

Fontosabb irodalom: RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

SOMI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (^{so}T_{2,3})

Definíció: Uralkodóan autigénbreccsás, világos-, sötét- és barnásszürke mészkő rétegek építik fel. Az anisusi platform megszakítás nélkül további platformképződményekben folytatódik mindenféle vulkáni működésre utaló nyom nélkül.

Litológiai jellemzés: a rétegsor anisusi része breccsásodott dolomit, részben dolomitodott mészkő, laminites dolomitmárga és dolomitmárga kötőanyagú dolomit és mészkő klasztos breccsa közbetelepülésekből áll.

A ladin rétegsort uralkodóan autigénbreccsás, világos-, sötét- és barnásszürke mészkő építi fel. Sok sugaras kalcitos és stromatactis típusú üregkitöltés jellemzi. Uralkodó szövete intraklasztos biopel-pátit. Sok az algabekérgezés, a *Tubiphytes* típusú algacsomó és a microproblematikum, amelyek a wettersteini zátonyfácies jellemzői: Gyakoriak az Echinodermata, Ostracoda, Mollusca héjtöredékek és Spongia metszetek.

A Som-1 fúrás ladin képződményei folyamatosan mennek át a felső-triász rétegekbe, amelyeket szintén világos- és sötétebb szürke és barnásszürke mészkövek képviselnek, egyre ritkább autigénbreccsás betelepülésekkel. Ugyanakkor gyakoribbá válnak a kalcittal vagy terrigén anyaggal kitöltött karsztos üregek. Jellemzőbb mikrofácies típusai az intraklasztos biopelmikrit, nagyon gyakran szinte teljesen átkristályosodva, valamint az algabekérgezéses, onkoidos, algaszövényeg töredékes mikrofáciesek. Sphynctozaa-típusú szivacs-maradványokat

és rossz megtartású korallmetszeteket, valamint Ostracoda és Echinodermata héjtöredékeket tartalmaz

Legfelső részében szivacsmaradványokon kívül, fészkekben, pelágikus faunát, elsősorban vékonyhéjú kagylótöredéket is találunk.

Elterjedés: felszíni feltárásból nem ismert. A Som–1 fúrás harántolta 938–1270 m között.

Vastagság: a fúrás 332 m vastagságban harántolta a középső-triász rétegeket, de mivel a rétegdőlések 20° és 60° között változnak a reális vastagság, valószínűleg nem haladja meg a 200 m-t. A fúrás közel 200 m vastag karni rétegsort is harántolt, felette diszkordánsan, nagy üledékhianyú alsó-miocén települ, így a karni rétegek valódi vastagságát nem ismerjük.

Fáciesértelmezés: a rétegsort már az anisusitól jól fejlett karbonátplatform különböző fáciesű képződményei képviselik. A platformtető képződményei gyakran kerülnek tengerszint fölé és ilyenkor gyakoriak a mikrokarst jelenségek, a paleotalaj képződés, madárszemes- és lemezrepedéses-, szögletesen elváló rétegek, amelyeknek az üregeit magas vastartalmú karbonát tölti ki.

A ladin képződmények kifejlődése és ősmaradvány együttese wettersteini típusú platform zátonylejtő fáciesére utal.

A felső-triász rétegsora dachsteini típusú platform, zátony- és zátony tető fáciesű.

A fúrás valószínűleg a platform nyílttenger felőli peremén mélyült, ahol a zátony üregeiben pelágikus fauna telepedett meg, vagy a viharhullámok sodorhatták be őket.

Település: Mind a feké, mind a fedő rétegek felé folyamatos az átmenet.

Típusszelvények: A Som–1 fúrás triász rétegsora (766–1270 m)

Kor: A Som–1 alsó szakaszának (1172–1270 m) Foraminifera faunája: *Meandrospira dinarica* KOCH. DEV. et PANTIČ, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Diplostromina astrofimbriata* KRISTAN, *Glomospirella triphonensis* BAUD et al, *Duostomina magna* TRIFONOVA, középső és késő-anisusi kort bizonyít.

A 938–1172 m közötti szakasz ősmaradvány együttese: *Tubiphites obscurus* MASLOV, *Tubiphites carinthiacus* FLÜGEL, *Bacinella ordinata* PANTIČ, *Poriferitubus buseri* SEN.DAR., *Baccanella floriformis* PANTIČ, *Ladinella porata* OTT, *Panormidella aggregata* SEN.DAR.. Gakoribb foraminiferái: *Earlandinita ladinica* SALAJ, *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, *Earlandinita soussi* SALAJ, *Meandrospira deformata* SALAJ, *Palaeolituonella meridionalis* (LUPERTO), *Agglutisolenia conica* SEN.DAR., általában a Dinaridák ladin rétegeiben jellemzőek.

A felső szakasz (766–938 m) Foraminifera faunája: *Lamelliconus multispirus* (OBERHAUSER), *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER), *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER), *Kollmannita cordevolica* FUCHS, *Austrocolomia marschalli* OBERHAUSER, *Duostomina alta* KRISTAN, *Turritellella carnica* DAGER, *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, bizonyítja a folyamatos átmenetet a középső-triászból a karniba.

A Foraminifera faunát ORAVECZ-SCHEFFER határozta meg.

Elkülönítés: Mivel a fekéje is, a fedője is platform fáciesű, elkülönítése, elsősorban az ősmaradvány együttese alapján lehetséges. A korban azonos középső-anisusi–ladin rétegsoroktól a folyamatos, vulkáni tevékenység által nem háborított platform kifejlődés különíti el.

Ilyen típusú képződményeket az aggteleki steinalmi-wettersteini platform kifejlődésű rétegsorból, valamint a Dinaridákból a Drina–Ivanjica zóna DNy-i pereméről is (PANTIČ-PRODANOVIČ, RADOŠEVIČ 1977, DIMITRIJEVIČ 1982) ismerünk, ahol gyakran takaró foszlányok alakjában az Ofiolit zónára rátolódva is megtalálhatók. PANTIČ külön is kihangsúlyozza a vulkanitok teljes hiányát a rétegsorban.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

SÁVOLYI MÉSZKÓ FORMÁCIÓ (^{sv}T₂₋₃)

Definíció: Bázisos és intermedier vulkáni tevékenységgel kísért pelágikus mészkő rétegek (buchensteini típus).

Litológiai jellemzés: sötétszürke mészkő, laminites márga betelepülésekkel, mikrites mészszipba hullott, részben devitrifikálódott üvegtufa, szintekkel (teljesen átalakult földpát és biotit kristálytöredékei láthatók benne), radioláriás, tűzköves mészkő, bontott diabáz, intermedier-bázisos tufa, tufit, felszakadt meszes üledékkel keverve, majd ismét pelágikus agyagos mészkő és mészmárga rétegek építik fel.

Elterjedés: a sávolyi Sáv–9, –12, az újudvari D–9, és a Táska–4 fúrásokban található ilyen képződmények.

Vastagság: a Sáv–9 fúrás kb. 1400 m-től talpig 1899 m-ig harántolta a képződményt. A többi fúrásokból csak pontszerű adatok vannak.

Fáciesértelmezés: a wettersteini platform típusú üledékképződést riftesedési fázis váltja fel,

A mészkövek részben sekélyvízi, platform fáciesű kifejlődésűek, részben lejtőbreccsák, uralkodóan azonban pelágikus fáciesűek – mikrites-mikropátos matrixban részben kovásodott apró szivacsú és Radiolária metszetek, néhány Ostracoda és pelágikus Nodosaridaek láthatók. A márga laminites, kőzetlisztes. Néhány csiszolatban mikrites mészszipba hullott, részben devitrifikálódott üvegtufa, szinte teljesen átalakult földpát és biotit kristálytöredékek láthatók. A mészkő és mészmárga rétegek tufa és tufit rétegekkel váltakoznak, esetenként láva kőzetek (diabáz) járják át.

Település: A gyér magvétel miatt, sem fekéjét, sem fedőjét nem ismerjük ebben a tektonikai egységben.

Típusszelvények: A Sáv–9 fúrás 1400–1899 m közötti szakasza javasolható típus-szelvénynek.

Kor: Kevés a meghatározható Foraminifera: *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Ammobaculites* sp., *Gandrynia* sp., *Duostomina* sp. (BÉRCZI-MAKK et al. 1993). Ezek ladin korra utalnak.

Ez a tufaszórásos pelágikus képződmény, közettani analógiák alapján is (Déli–Alpok, Dunántúli-középhegység) a középső-triász, ladinba, esetleg a karni aljába sorolható.

Elkülönítés: A konglomerátum szintek, az intermedier-bázikus tufa- és radiolarit-betelepülések egyértelműen elkülöníthetővé teszik a középső-triász platform kifejlődésektől, a Murakeresztúri Tufa Formációtól a savanyú vulkanoklasztit és ezek lepusztulásából származó homokkövek és a fekete agyagkövek hiánya különíti el.

A fentebb leírt képződmények a buchensteini fáciesű képződményekkel, a Karni Alpok – Juliai-Alpok – Száva redők, a külső-dinári self, valamint a Dunántúli-középhegység hasonló korú és kifejlődésű képződményeivel mutatnak rokonságot.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK 1988, BÉRCZINÉ MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

IHAROSBERÉNYI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ (^bT₂₋₃)

Definíció: Anchimetamorf, drapp, szürke, mikrites-mikrokristályos, néha agyagos mészkő, vastagpados és autigénbreccsás szintekkel. A vastagabb padokban korallmaradványok és bioturbáció látható.

Litológiai jellemzés: alsó, kb. 60 m-es szakaszán drapp, szürke, barnásszürke mészkőrétegek építik fel, agyagosabb, vastagabb pados és autigén breccsás szintekkel, helyenként korallmaradványokkal. Felső részében szürke mészkő települ, helyenként kissé agyagos, réteglapjain agyagfilmekkel borított lemezes betelepülésekkel. A vastagabb rétegekben korallmaradványok, esetenként bioturbáció észlelhető.

Mikrofácies típusok: intraklasztos biopelmikrit, intraklasztos biopátit, intrabioklasztos pelpátit telepes biogén maradványokkal, intraklasztit és ezek bármelyikét klasztként tartalmazó breccsa. Sekélyvízű zóna nyílt vízcirkulációval, esetleg éppen hullámbázis alatt, vagy ár-apály padok (turzások) és lagúna csatornák, valamint tipikus zátonylejtő fáciesek.

Elterjedés: felszíni feltárásból nem ismerjük. Az iharosberényi Ib–I fúrás alsó szakasza harántolta 1903,0–2000,0 m között.

Vastagság: az Ib–I fúrás alsó szakasza kb. 100 m vastagságban fúrta meg és ebben állt le. Valódi vastagságát nem ismerjük.

Fáciesértelmezés: a rétegsor felépítéséből és a mikrofácies típusokból arra következtethetünk, hogy a rétegsor egy mészkőplatform peremén képződött, részben a zátonytetőn kialakult kis mélyedésekben (madárszemes, száradási repedéses, foszlányos mikrites intraklasztos típusok), részben a zátonyperemeken, mint zátonybreccsa (a breccsás szerkezetű telepes bioklasztokat tartalmazó típusok), részben, a zátonyközi lagúnákban (a dasycladaceás, ostracodás, vékony kagylóhéj-töredékes, Foraminiferákban gazdagabb típusok).

Település: A fúrás a ladin képződmények felső részében állt le, ezért a fekvőjét nem ismerjük. Felfelé fokozatosan megy át a felső-triász karni képződményekbe. A karni–jura határt maghiány miatt nem ismerjük.

Típus-szelvények: Az Ib-1. fúrás alsó szakasza (1903–2000 m).

Kor: Meghatározható foraminiferái (ORAVECZ-SCHEFFER meghatározásai): „*Involutina*” *muranica* JENDREJAKOVA, *Schmidita* cf. *inflata* FUCHS, *Duostomina* cf. *biconvexa* KRISTAN-TOLLMANN, *Oberhauserella mezo-triasica* (OBER.), *Miliolipora* sp., *Variostoma* sp., *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Palaeospiroplectamina* sp., *Diplotremina* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Pachyphloides* sp.

A Duostominideak és Ophthalmidiumok együtt jelennek meg primitív Aulotortusokkal, és ez az együttes a ladin felső részére jellemző, majd fokozatosan megjelennek és dominánsá válnak a karnira jellemző fajok.

Elkülönítés: Gyenge metamorfózisa és a vulkanitok hiánya könnyen elkülöníthetővé teszi a tektonikai egység többi hasonló korú és fáciesű mészkővétől.

Hasonló, gyenge metamorfózist szenvedett képződmények a Dinaridák Vardar és Ofiolit Zónájában is előfordulnak.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

ÚJUDVARI MÁRGA FORMÁCIÓ (^uT₃)

Definíció: A platform kifejlődésű karbonátos rétegsorba közbetelepülő márga és homokos mészkő rétegek.

Litológiai jellemzés:

Sötétzürke márga, homokos mészkő, mészkő rétegek építik fel.

Elterjedés: ezeket a képződményeket BÉRCZI-MAKK a sávolyi Sáv–1, –6 és újudvari D–7 fúrásokból írta le.

Vastagság: vastagsága a szakaszos magvételű fúrások miatt nem állapítható meg.

Fáciesértelmezés: részben platformszegély fáciesű, részben sekély intraplatform medencék képződménye.

Település: Települése a szakaszos magvételű fúrások miatt nem állapítható meg. Valószínű, hogy folyamatos az átmenet mind a feké, mind a fedő felé.

Típus-szelvények: Típus-szelvénynek az Újudvar D–7 fúrást javasoljuk (kb. 2505–27489 m).

Kor: Karni korra jellemző Foraminifera metszeteket tartalmaz: *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN), *Gaudryna triassica* TRIFONOVA, *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER), *Turriglomina robusta* BÉRCZI-MAKK.

Elkülönítés: Az alsó-triász hasonló kifejlődésű rétegsorától az elkülönítés csak őslénytani alapon lehetséges.

Ezek a rétegek az alpi régió raibli vagy kassziáni rétegeihez hasonlíthatók. Hasonló képződményeket találunk a Dunántúli-középhegységben, a Karni-Alpok, Juliai-Alpok, Száva redők, valamint a Déli-Alpok területén is.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK 1988.

IGALI FORMÁCIÓ (ⁱT₃)

Fontosabb szinonímák: Dachsteini mészkő (BÉRCZI-MAKK 1988).

Definíció: Nagy vastagságú, késő-triász korú, világos, platformfáciesű mészkő és dolomit rétegsor, esetenként lofer-ciklusos szakaszokkal, ritkán Megalodusokkal.

Litológiai jellemzés: szürkésbarna, barnásszürke, világosszürke, helyenként ooidos, autigénbreccsás mészkövek, szürke dolomit, részlegesen dolomitosodott mészkő, laminites mészkő és dolomitmárga, dolomitos kötőanyagú, dolomit- és mészkőklasztos breccsa és breccsás mészkő rétegek, valamint sötétszürke, erősen breccsásodott márgák és homokos mészkövek építik fel.

Elterjedés: az igali Ig-7 fúrás alsó része 649,5–(1416,6) m között harántolta. Hasonló képződményeket találunk még a sávolyi Sáv-1, -4, -6, -8, -9, -13, az újudvari D-6, -7, -11, és a murakeresztúri Mu-1 fúrásokban.

Vastagság: az Ig-7 fúrás közel 800 m vastag felső-triász karbonátos rétegsort harántolt, amelynek legnagyobb része valószínűleg nori korú. Mivel a dőlések meredek, 70°-ot is elérnek, a valódi vastagság sokkal kevesebb. A fúrás a felső-triász rétegsorban állt le, így a tényleges vastagság nem állapítható meg.

Fáciesértelmezés: jellemző szövettípusai: madárszemes, algalaminites, intraklasztos pelmikrit vagy pelpátit, pátos vagy agyagos-mikrites kitöltésű száradási repedésekkel és stromatactisus üregkitöltésekkel. Alárendelten, de nagyon jellemzően előfordul ooidos-onkoidos pelmikrit és pelpátit, egykérű és összetett ooidokkal és onkoidokkal és lumps típusú klaszttal.

Egy nagy kiterjedésű karbonátos platform és környezetének minden fácies típusa felismerhető a mikrofaciális vizsgálatok alapján.

A szöveti kép és az ősmaradvány együttes uralkodóan intertidális kifejlődést mutat. A *Spirillina*-félék viszont pelágikus plankton Foraminiferák.

Mindezekből arra következtethetünk, hogy a terület felső-triász rétegsora dachsteini platform fáciesű, de a lofer-ciklusok nem igazán típusos kifejlődésűek és ritkábbak, mint a valódi Dachsteini Mészkő esetében.

A fúrások valószínűleg a platform nyílt tenger felőli peremén mélyültek, ahol a platformszegély üregeiben pelágikus fauna telepedett meg, vagy a viharhullámok besodorhatták őket. Az ooidos-onkoidos kifejlődés valószínűleg a platformperemi mészhomokturzások maradványa.

Település: Az Ig-7 fúrás neogén alatt a noriban indult és a karni legfelső részében állt le. A többi fúrás pontszerű adatai sem teszik lehetővé a településviszonyok megállapítását.

Típusszelvények: Az Ig-7 fúrás triász rétegsora 649,5–(1416,6) m között.

Kor: Ősmaradvány tartalma nagyon szegényes. Ostracoda, Echinodermata és Mollusca héjtörödékeken kívül kevés foraminiferát tartalmaz: *Turrispirillina minima* PANTIČ, *Spirillina* sp., *Agathammina* sp., *Nodosaridae* sp., *Ammodiscidae* sp., *Trocholina* sp., *Involutinidae* sp. (BÉRCZI-MAKK meghatározásai). Ezek nori kort jeleznek. Nem kizárt azonban, hogy a rétegsor legalsó része esetleg a karni tetejéig is terjedhet.

Az elég ritkán előforduló Megalodontaceae kagylók alapján is kora nori-rhaeti.

Elkülönítés: Az idősebb triász platform fáciesű rétegektől a fauna és a lofer-ciklusok különítik el.

Ezek a képződmények hasonlóak az alpi régió dachsteini platform karbonátjaihoz, de nem elég típusosak, nem mutatnak igazi lofer-ciklusokat sem. Hasonló képződmények megtalálhatók, mind a Dunántúli-középhegységben, mind a Külső Dinári selfen, mind a Karni-Alpok – Juliai-Alpok – Száva redők triász rétegsoraiban.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK 1988, BÉRCZI-MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

Jura

PÁTRÓI FORMÁCIÓ (P¹J₂₋₃)

Definíció: Anchimetamorf, barnásszürke, sötétszürke kovapala, szericitpala, agyagpala és radiolarit rétegek váltakozása mészkő és vulkanit betelepülésekkel.

Litológiai jellemzés: barnásszürke, sötétszürke kovapala, szericitpala, agyagpala és radiolarit rétegek váltakozása építi fel, alsó részében gyakoribb intraklasztit vagy mikrobreccsa jellegű mély, disztális lejtő fáciesű mészkő betelepülésekkel (olisztolit?), felső részében gyakoribb erősen átalakult, kovásodott, vékony vulkanit erekkel. Esetenként metahomokkő lencsék és vékony rétegek is előfordulnak.

Elterjedés: az iharosberényi Ib-I (1826–1903 m), a bagolasánci Bag-2, a bajcsai Bj-I, -14 és a Pátró-1 fúrások harántolták. Felszíni feltárásban nem ismerjük Magyarország területén.

Vastagság: az Ib-I fúrás 77 m vastagságban harántolta. A többi fúrásból csak pontszerű adataink vannak, így valódi vastagságát nem ismerjük.

Fáciesértelmezés: az Ib-I fúrásban a felső szakasz alsó, karbonátos részének uralkodó mikrofaciális típusa intraklasztit és/vagy mikrobreccsa, karbonátos klaszttal, amelyek esetenként arenit méretűek, kovás-karbonátos cementtel és üregkitöltésekkel. Ez tipikus fore slop (lejtőmeredély) képződmény. A mélytengeri képződést feltételező aleurolit és agyagpálák jelenléte és uralkodóvá válása mégis a karbonátkompensációs szint közelségére utal. A mészkőrétegek a felszakadt és egyenlőtlenül süllyedt triász mészkőplatformok pereméről bekerült mély, disztális lejtőbreccsák. A világos (piszkosfehér) kovás betelepüléseket makroszkóposan savanyú, esetleg neutrális vulkanit teléreknek írtuk le. Vékonycsiszolati vizsgálatukból kiderült, hogy a rétegek eredeti anyagára semmi sem utal, az egész kőzet, különböző kristályossági fokú kovafoltokból áll, esetenként karbonátos hintéssel.

A fauna és az üledékanyag fokozatosan mélyülő, részlegesen elzárt medencét jelez.

Település: Az Ib-I fúrás gyenge magkihozatala ebben a szakaszban nem teszi lehetővé annak megállapítását, hogy a triász Iharosberényi Mészkő Formáció és a Pátrói Formáció között van-e diszkordancia. A többi fúrás pontszerű adatai szintén felhasználhatatlanok ilyen célra.

Típusszelvények: Az Ib-I fúrás 1826–1903 m közötti szakasza.

Kor: A meghatározható *radioláriái*: *Eucyrtidiellum* sp., *Stichocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Protunuma* cf. *fusiformis* ICHIKAWA et YAO, *Zhamoidellum* sp.(?) alapján DOSZTÁLY középső–felső-jurába sorolta.

Ez az első koradat a felső-triász és a felső-kréta közötti szakaszról a Közép-dunántúli egységben.

Elkülönítés: Az alatta települő triász rétegsortól a kova- és szericitpalák és a radiolaritok megjelenése különíti el.

Ilyen kifejlődésű jura rétegsorokat a Belső Dinaridák Ofiolit Zónájából (itt nagyméretű ultrabázis testeket foglal magába és „ofiolitos melanzs” néven ismert), a Drina Ivanjica zónából, valamint a D-i Karavankákból és az Ivanščicából (Tolmin-árok) ismerünk.

Fontosabb irodalom: BÉRCZI-MAKK 1988, BÉRCZI-MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

Kréta

INKEI FORMÁCIÓ (¹⁶K₃?)

Definíció: Nem metamorf, finomtörmelékes kötőanyagú polimikt breccsa, esetleg konglomerátum. A klaszrok anyaga uralkodóan triász és jura mészkő, kova- és szericitpala, ofiolit.

Litológiai jellemzés: a breccsa (konglomerátum) törmelékanyagát szürke, durvakristályos mészkő, jól rétegzett, enyhén préselt, feltöredezett agyagmarga és töredezett kvarcit, márgás üregkitöltéssel, jól rétegzett (laminált), erősen kovásodott, töredezett, cukorszövetű dolomit, foltokban erősen pirithintéses, kissé préselt, márgás agyappala, márgás agyagkő és részben kovásodott cukorszövetű dolomit laminák, savanyú és intermedier vulkanitklasztok, szerpentin, radiolaritos kova-palák építik fel. A mészkő-klasztok egy része karni korú radioláriákat tartalmaz.

A nagyon kevés kötőanyag, amely éppen ezért csak ritkán látható, nem metamorf, finomtörmelékes.

Elterjedés: az inkei I–I, a bajcsai Bj–14 a Liszó–1, –4, és a Pátró–1 fúrásokban fordulnak elő hasonló képződmények.

Vastagság: a szakaszos magvétel és a csak pontszerű adatok nem teszik lehetővé a vastagság megállapítását. Az I–I fúrás valószínűleg 4537 m-től talpig (5000 m) ezt a képződményt harántolta.

Fáciesértelmezés: mélytengeri, szubdukciós árok üledékének értelmezhető.

Település: Valószínűleg diszkordánsan települ idősebb képződményekre, de a szakaszos magvétel és a csak pontszerű adatok nem teszik lehetővé a települési viszonyok tisztázását.

Típusszelvények: Típusszelvénynek az I–I fúrás javasolható 4537–5000 m között.

Kor: Kora kőzettani analógiák alapján késő-kréta, esetleg fiatalabb.

Elkülönítés: Összetétele és kötőanyaga egyaránt elkülöníti a fiatalabb és elsősorban folyóvízi törmelékes rétegsoroktól.

Hasonló kifejlődésű képződmények a délszláv területekről, a Tolmin árokban, az Ivanščica, Kalnik területéről ismertek, reszedimentált ofiolitos melange vagy Repno Komplexum néven. Ultrabázitok nélkül a Medvednicában is megtalálható.

Fontosabb irodalom: HAAS et al 1985, BÉRCZI-MAKK 1988, BÉRCZI-MAKK et al. 1993, RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

GYÉKÉNYESI ALEUROLIT FORMÁCIÓ (¹⁶K₃)

Definíció: Középső-triász platform karbonátokra települő szürke, kovás kötőanyagú homokos aleurolit.

Litológiai jellemzés: szürke, kovás kötőanyagú homokos aleurolit, részben karbonátos- homokos aleurolit, kevés apró kvarcszemcsével és sok mészkőtöredékkal, közetlisztől kavics méretig, pirittel sűrűn telehintve, homokos, aleuritos mészkő. Esetenként gyengén csillámos. Egyaránt tartalmaz tengeri és édesvízi ősmaradványokat.

Elterjedés: a gyékényesi Gyék–1 és a sávolyi Sáv–2 fúrás harántolta.

Vastagság: a szakaszos magvétel és a csak pontszerű adatok nem teszik lehetővé a vastagság megállapítását.

Fáciesértelmezés: ezek az üledékek transzgresszió kezdeti síkparti, sekélytengeri fácieset képviselnek.

Település: Valószínűleg diszkordánsan, transzgresszióval települnek idősebb, mezozoos képződményekre. A szakaszos magvétel és a csak pontszerű adatok nem teszik lehetővé a települési viszonyok megállapítását.

Típusszelvények: Típusszelvénynek a Gyék–1 fúrás javasolható, kb. 4652–4675 m között.

Kor: Meghatározható ősmaradványai primitív plankton foraminiferák (*Bullimina* sp. *Hedbergella* sp.) és Chara metszetek (BODROGI meghatározásai), melyek késő-kréta, santon–campani kort valószínűsítenek.

Elkülönítés: A hasonló fáciesű fiatalabb (miocén) képződményektől valószínűleg csak ősmaradványai különítik el.

Hasonló kifejlődésű felső-kréta képződmények elég gyakoriak, mind a Dinaridákban, mind pedig a Karni - Alpok – Juliai-Alpok – Száva redők területén.

Fontosabb irodalom: RÁLISCH-FELGENHAUER 1998.

Irodalom — References

- BÉRCZINÉ MAKK A. 1988a: A dunántúli (Balaton-vonaltól D-re) mezozoós üledékes képződmények reambulációs vizsgálata [Reambulation study of the Mesozoic sedimentary formations of Transdanubia (south of the Balaton line)]. Magyar Szénhidrogénipari Kutató-Fejlesztő Intézet (SZKFI) Jelentés. — *Kézirat*, Magyar Olaj és Gázipari Rt. Adattára Budapest.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1988b: A karádi fúrások paleozoós képződményeinek újraértékelése (Re-evaluation of Paleozoic formations of the Karád wells). — *Földtani Közöny* 118 (1), pp. 67–74.
- BÉRCZI-MAKK A., KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1981: Marine Lower and Middle Permian in the oil exploratory well Ujfalu-I (SW-Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* 24 (1), pp. 117–128.
- BÉRCZINÉ MAKK, A., HAAS, J., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER, E., ORAVECZNÉ SCHEFFER, A. 1993: Upper Paleozoic - Mesozoic Formations of the Mid-Transdanubian Unit and Their relationships. — *Acta Geologica Hungarica* 36 (3), pp. 263–296.
- BUGGISCH, W. 1978: Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. — *Geologische Rundschau* 67 (1), pp. 149–180.
- CSÁSZÁR G. szerk. 1997: *Magyarország litosztratigráfiai alap-egységei*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114 p.
- DIMITRIJEVIČ, D. M. 1982: Dinarides: An Outline of the Tectonics. — *Earth Evolution Sciences* 2 (1), pp. 4–23.
- FLÜGEL, E. 1980: Die Microfazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. — *Carinthia II*, Sonderheft 36, pp. 51–99.
- HAAS, J., KOZUR, H., LELKES-FELVÁRI, GY. 1985: Igen gyenge fokozatú alpi metamorfózist szenvedett felsőtriász képződmények az Inke-I. sz. fúrásban (Formations underwent very low-grade metamorphism in the Upper Triassic in the Inke-I. borehole). — *Kézirat*, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Akadémiai Kutatócsoport, Budapest.
- HAAS, J., MIOČ, P., PAMIČ, J., TOMLJENVIČ, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOVÁCS S., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER, E., KOROKNAI, B. 1999: Continuation of the Periadriatic Lineament, Alpine and NW Dinaridic Units in the Pannonian Basin. — *Geologica Carpatica* 50 (Special Issue) Abstracts, pp. 150–151
- HAAS, J., MIOČ, P., PAMIČ, J., TOMLJENVIČ, B., ÁRKAI, P., BÉRCZI-MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S., RÁLISCH-FELGENHAUER E. 2000: Complex structural pattern of the Alpine–Dinarid–Pannonian triple junction. — *International Journal of Earth Sciences* 89, pp. 377–389.
- MIOČ, P. 1997: Tectonic structures along the Periadriatic Lineament in Slovenia. — *Geologica Croatia* 50, pp. 251–260.
- PAMIČ, J., TOMLJENVIČ, B. 1998: Basic geologic data from the Croatian part of the Zagorje–Mid-Transdanubian Zone. — *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 389–400.
- PANTIČ-PRODANOVIČ, S., RADOŠEVIČ, B. 1977: The lithostratigraphic characteristics of Triassic sediments on Tara mountain Inner Dinarides, Yugoslavia. — *Proceedings of the VI colloquium on the geology of the aegean region, Volume 3, Athens*, pp. 1159–1167.
- RAMOVŠ, A. 1963: Biostratigraphie der Trogkofel-Stufe in Jugoslawien. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie Monatshefte* 1963, pp. 382–388.
- RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 1998: A Középdunántúli terület paleozoós és mezozoós képződményeinek rétegtana. — In BÉRCZI I., JÁMBOR Á. Szerk. 1998: *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Magyar Olaj és Gázipari Rt. és Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 155–171.
- SCHÖNLAUB, H. P. 1979: Das Paläozoikum in Österreich — *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 33, pp. 3–124.
- SZABÓ I. 1972: Újabb tengeri fáciesű perm (Tab–1) a Dunántúlon (Novel Permian of marine facies in Transdanubia). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet Adattára, Budapest.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. szerk. 1982: Az Ujfalu–I. sz. fúrás vizsgálati eredményeinek földtani értékelése — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

Középső-triász medencefáciesek és vulkanitok a Zsámbéki-medencében

Middle Triassic basin facies and volcanites in the Zsámbék Basin, Transdanubian Range, Hungary

BUDAI TAMÁS

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

Tárgyszavak: középső-triász, litosztratigráfia, medencefejlődés, Dunántúli-középhegység, Zsámbéki-medence

Keywords: Middle Triassic, lithostratigraphy, basin evolution, Transdanubian Range, Zsámbék Basin

Összefoglalás

A mányi medence kőszénkutató fúrásai közül három harántolt középső-triász medencefáciesű képződményeket a Budaörsi Dolomit fekéjében (1. ábra). Ezek közül a legteljesebb a Mány M–191 fúrás rétegsora (2. ábra), amelyen belül a Buchensteini és a Felsőörsi Formáció is elkülöníthető. A mányi fúrások rétegsorának kifejlődése nagyfokú litológiai hasonlóságot mutat a Balaton-felvidéki anisusi–ladin medenceterület rétegsorával (3. ábra). Ez arra utal, hogy — az eddigi fejlődéstörténeti értelmezéssel ellentétben — az intraplatform medence felnyílása nem a karni kezdetére, hanem valószínűleg az anisusi közepére tehető a Zsámbéki-medence területén, ahol a pelágikus karbonátok lerakódása (vulkanoklasztitokkal váltakozva) a kora-ladinban is folytatódott. A viszonylag kis kiterjedésű, szűk medencét a progradáló Budaörsi platform azonban teljesen meghódította a késő-ladin során, majd ezt követően alakult ki az új medence a karni korai szakaszában.

Abstract

Data on boreholes with core in the Zsámbék Basin were re-evaluated in the framework of the ongoing geological mapping project of North Transdanubia (Figure 1). Three boreholes have penetrated Middle Triassic basin facies with volcanoclastic intercalations (Figure 2) which shows close lithologic similarity with the corresponding formations of the Balaton Highland (Figure 3). Interpretation of basin evolution suggests that opening of the Zsámbék Basin started not only at the beginning of the Carnian but already during the Middle Anisian. Pelagic carbonate sedimentation (interrupted by volcanoclastic events) was continued during the Early Ladinian. The relatively narrow basin was occupied by the prograding Budaörs platform during the Late Ladinian and later a new basin was formed in the Early Carnian.

Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet és a Mol Rt. által végrehajtott több éves projekt során 2003 végére elkészült az egységesített 1:100 000-es méretarányú földtani térképi és fúrási adatbázis az ország hegyvidéki területeire. A több tízezer fúrás rétegsorának ártérképezése a rendelkezésre álló eredeti adattári dokumentációk alapján történt. Ennek a programnak a keretében került sor a Gerecse K-i előterében, többek között a Mány–zsámbéki kutatási területen mélyült fúrások ártérképezésére is (GYALOG et al. 2002), amelynek eredményeként anisusi–ladin medencefáciesű képződmények jelenlétét sikerült kimutatni a Zsámbéki-medence aljzatában.

Kutatási előzmények

A Zsámbéki-medence triász alaphegységének földtani felépítéséről a korábbi, elsősorban felszíni észleléseken alapuló ismereteket (ORAVECZ 1961) a kőszén és bauxit kutatása céljából végrehajtott ún. „Eocén Program” jelentősen bővítette a 70-es és 80-as évek során. A több ezer méter vastag középső–felső-triász karbonátplatform fáciesű rétegsor tagolása szempontjából kiemelkedő jelentőségű volt az országos alapszelvény program keretében 1978–1979-ben mélyült Zsámbék Zs–14 fúrás, amely a ladin Budaörsi Dolomit és a felső-karni Fődolomit között mintegy 415 m vastagságban tárt fel márga, mészkő, tűzköves mészkő és tűzköves dolomit váltakozásából

felépülő karni rétegsort (ORAVECZ, HAAS 1980; HAAS et al. 1981; KRISTAN-TOLLMANN et al. 1991; GÓCZÁN, ORAVECZ-SCHEFFER 1996). A medence aljzatából azonban eddig nem történt említés a Budaörsi Dolomitnál idősebb középső-triász képződményekről, a Gerecse keleti előterének triász rétegsorát összefoglaló tanulmányok (BALOGH 1981, MENSÁROS et al. 1988, VÉGH S.-né 1988) ebben a vonatkozásban az ismeretek hiányát állapították meg.

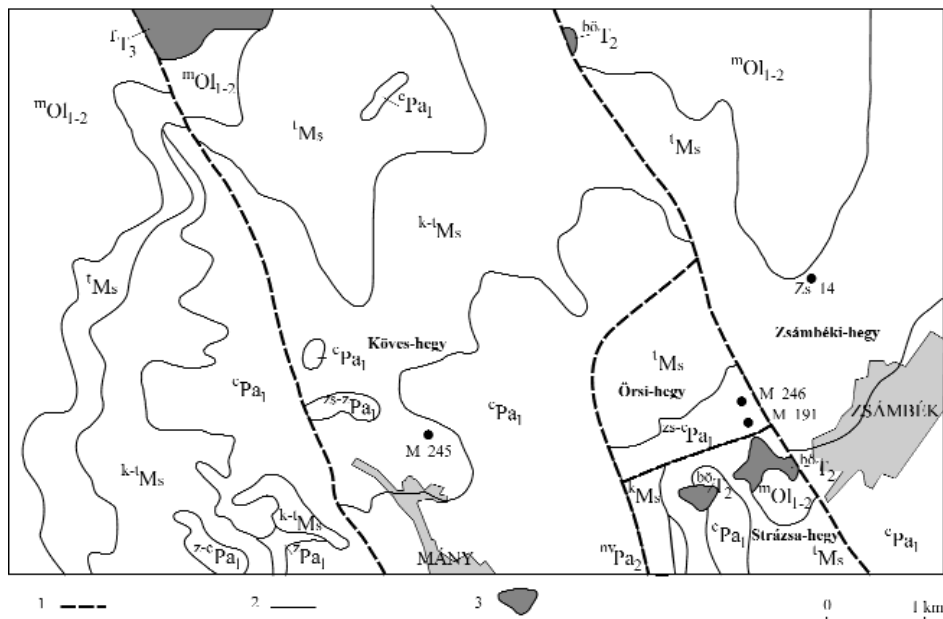
Földtani felépítés

A harmadidőszaki üledékekkel kitöltött Zsámbéki-medence területén a triász alaphegység csak kisebb blokkok formájában, tektonikus vonalak mentén bukkan felszínre (1. ábra). A medence aljzatát ért több száz fúrás alapján a felső-triász képződmények ÉK–DNy-i csapású, pártás elrendeződésében több szerző is feltételezett DK-i vergenciájú feltolódásokat (ORAVECZ, HAAS 1980), amelyek a Budaörsi Dolomitól a Fődolomitig terjedő rétegsor többszöri ismétlődését eredményezhetik. Nem zárható ki, hogy ilyen szerkezethez kapcsolódik az igen meredek (40–70°) dőlésű anisusi-ladin medencefáciesű rétegsor megjelenése is a Zsámbék és Mány közötti fúrásokban.

A medencefáciesű középső-triász rétegsort harántolt három fúrás közül kettő (a Mány M–246 és M–191) a

zsámbék–szomori út mányi elágazásától É-ra lévő Örsi-hegyen, míg a harmadik (M–245) a Mánytól É-ra lévő Köves-hegyen mélyült. A fúrásokban gumós mészkő, tűzköves-kovás mészkő, márga és bentonit váltakozását írták le az eredeti dokumentációkban, a rétegsort legnagyobb vastagságban harántolt Mány M–191 fúrást azonban részletesen is dokumentálták (VÉGH S.-né et al. 1979), pedig a litosztratigráfiai besorolás igénye nélkül.

Az M–191 fúrásban (2. ábra) az cocén Nagyegyházi Fanglomerátum alatt települő középső-triász rétegsor felső szakaszát barnásszürke (lejebb vörösbarna), mikrites, kovás, sötétszürke tűzkőgumókat és márgabetelepüléseket tartalmazó gumós mészkő és zöld, szürkészöld bentonitos agyag váltakozása alkotja mintegy 23 m, dőléssel korrigált valódi vastagságban. Ez alatt igen jól rétegzett, lemezes szerkezetű, sötétszürke, bitumenes, kovás, tűzkőlemez meszkő váltakozik bentonitos agyaggal mintegy 13 m vastagságban. Litológiai hasonlóság alapján ez a rétegsor jól korrelálható a Balaton-felvidék Buchensteini Formációcsoportjával, amelyen belül a Vászolyi Formáció (VÖRÖS et al. 1997, BUDAI et al. 1999) nem különíthető el önállóan. A rétegsor lemezes, kovás, bitumenes mészkőből álló alsó szakasza a Dolomitok Livinallongo Formációjának Plattenkalke, a gumós, tűzköves mészkőből álló felsőbb szakasza pedig a Knollenkalke tagozatának felelhet meg (BUDAI 1992).

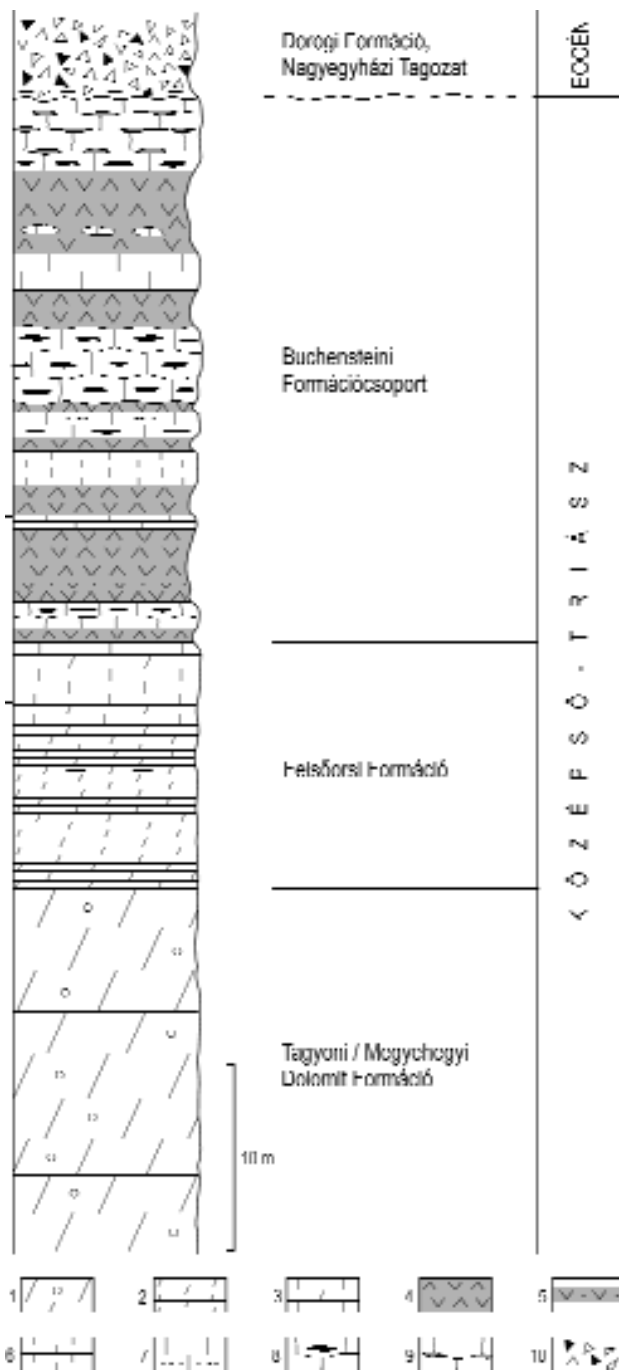


1. ábra. A Zsámbéki-medence kvarter képződményektől mentes földtani térképe (BUDAI in GYALOG et al. 2002, részlet) a középső-triász medencefáciesű képződményeket harántolt mányi fúrások és a Zsámbék Zs–14 alapszelvényfúrás feltüntetésével

1. tektonikus képződményhatár; 2. települt képződményhatár; 3. a triász alaphegység felszíni kibúvása; b^bT_2 — Budaörsi Dolomit F.; lT_3 — Fődolomit F.; mOl_{1-2} — Mányi F.; lMs — Tinnyei F.; $k-lMs$ — Kozárdi–Tinnyei F.; lMs — Kozárdi F.; cPa_1 — Csákvári F.; zPa_1 — Zámori F.; $z-cPa_1$ — Zámori–Csákvári F.; $z-sPa_1$ — Zsámbéki–Zámori F.; $nvPa_2$ — Nagyvázsonyi F.

Figure 1. Geological map of the Zsámbék basin without Quaternary deposits (BUDAI in GYALOG et al. 2002, fragment) which shows the boreholes penetrated Middle Triassic formations of basin facies and the Zsámbék Zs–14 key-section borehole

1. tectonic boundary; 2. stratigraphic boundary; 3. Triassic formations on ground surface



2. ábra. A Zsámbéki-medence középső-triász medencefáciésű képződményeinek földtani szelvénye a Mány M-191 fúrás rétegsora alapján

1. pados, likaesos dolomit; 2. lemezes, kovás dolomit; 3. meszes dolomit és dolomitos mészkő váltakozása; 4. bentonitosodott tufa; 5. tuffahomokkő réteg; 6. lemezes, kovás mészkő; 7. mészkő, márgás mészkő; 8. gumós, tűzköves mészkő; 9. gumós, márgaközös mészkő; 10. dolomit és tűzkő-breccsa

Figure 2. Stratigraphic column of the Middle Triassic formations of basin facies in the Zsámbék basin based on the Mány M-191 borehole

1. bedded dolomite; 2. laminated siliceous dolomite; 3. alternation of calcareous dolomite and dolomitic limestone; 4. bentonitic tuff; 5. tuffaceous sandstone layer; 6. laminated siliceous limestone; 7. limestone, marly limestone; 8. nodular, cherty limestone; 9. nodular limestone with marl intercalations; 10. dolomite and chert breccia

A Buchensteini Formációcsoport fekéjében szürke, sötétszürke meszes dolomit és dolomitos mészkő települ mintegy 6 m vastagságban. Alatta sötétszürke, fekete, bitumenes, kovás, fekete tűzkőlemezeket tartalmazó finomkristályos, lemezes dolomit következik mintegy 10 m vastagságban. Ez a képződmény kifejlődésében igen hasonló a Balaton-felvidék medencefáciésű anisusi rétegsorán belül a Felsőörsi Formáció Bocsári Tagozatához (BUDAI 1992, 1993).

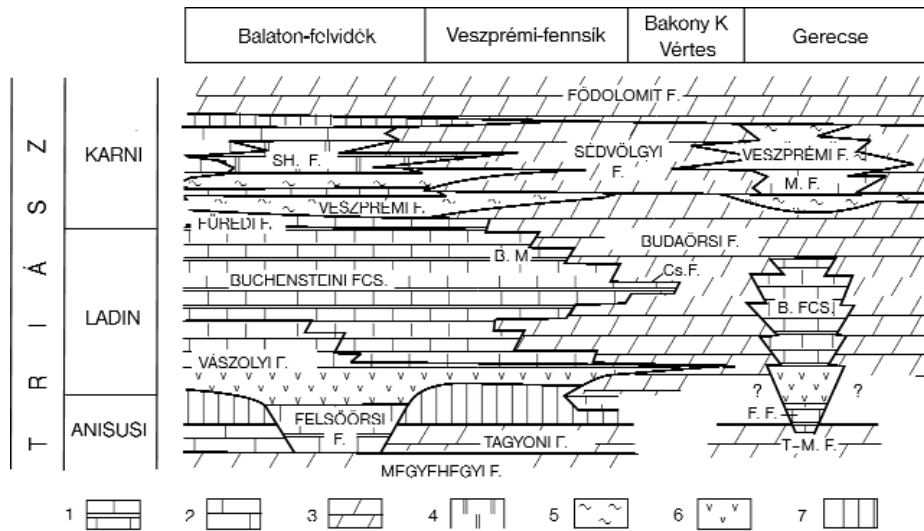
A Felsőörsi Formáció alatt rosszul rétegzett, világosszürke, mikrokristályos dolomit következik, amelynek felső szakaszán jellemzőek a mészalgvázakra utaló szabályos alakú üregek. Ez a sekélytengeri, platformfáciésű dolomit — normális települési helyzetben — a Tagyoni Formáció dolomitosodott kifejlődésének feleltethető meg. A fúrasi dokumentációban nem található közvetlen utalás arra, hogy a bitumenes laminit és az alatta lévő platformkarbonát között tektonikus lenne az érintkezés, bár a rétegsor igen meredek dőlése alapján ez sem zárható ki. Az utóbbi esetben a platformkarbonát rétegtani besorolására több változat adható, így például felvetődhet az anisusi-ladin rétegsor feltölti helyzete is a Budaörsi Dolomiton.

Medencefejlődés

Az elmúlt évek során napvilágot látott fejlődéstörténeti és ősföldrajzi elemzések a Gerecse tágabb környezetét a Keleti-Bakonytól a Pilisig terjedő egységes ladin platformterület részeként rekonstruálták (HAAS 1994; HAAS, BUDAI 1995, 1999), és a Budaörsi platform tagolódásának kezdetét a karni korai szakaszra tették mind a Zsámbéki-medence, mind a Budai-hegység területén (HAAS et al. 2000a, 2002). Ezt a korábbi felfogást a Zsámbéki-medence vonatkozásában azonban módosítani kell a Mány környéki fúrásokban azonosított anisusi-ladin medencefáciésű képződmények jelenléte miatt (3. ábra).

Az újabb litosztratagráfiai adatok alapján a Zsámbéki-medence felnyílása az anisusra (valószínűleg annak közepére) tehető, akárcsak a Balaton-felvidéki medence területén (BUDAI, VÖRÖS 1992, 1993; VÖRÖS et al. 1997), bár a rétegsor litofáciése alapján a Zsámbéki-medence zártabb lehetett. Fejlődése a ladin során is hasonló lehetett a Balaton-felvidéki medencéjéhez, ugyanakkor a vulkanit-közbetelepülések jelentősebb vastagsága a rétegsor teljes szakaszán az egykori vulkáni centrumokhoz (illetve lepusztulási területhez) közelebbi helyzetre utal. Ez összhangban van azzal az általános megállapítással, hogy a Dunántúli-középhegységben — akárcsak a Déli-Alpokban — a vulkanitok dominanciája a ladin rétegsorban növekvő tendenciát mutat Ny-ról K felé (BUDAI, VÖRÖS 1993).

A Budaörsi platform feltehetően a ladin közepétől kezdett intenzíven terjeszkedni a Zsámbéki-medence felé, akárcsak a Veszprémi-fennsíkon és a Keleti-Bakonyban (BUDAI, HAAS 1997; HAAS, BUDAI 1999; HAAS et al.



3. ábra. A Dunántúli-középhegység középső-triász litosztratigráfiai egységeinek tér-idő szelvénye a Balaton-felvidék és a Gerecse között (HAAS, BUDAI 1999 alapján, módosítva)

1. pelágikus medencefáciusú mészkő; 2. platformfáciusú mészkő; 3. platformfáciusú dolomit; 4. sekélytengeri mészkő (lagúna); 5. pelágikus medencefáciusú márga; 6. vulkanit; 7. üledékképződési szünet, B. Fcs. = Buchensteini Formációcsoport; B. M. = Berekhegyi Mészkő; Cs. F. = Csákberényi Formáció; F. F. = Felsőörsi Formáció; M. F. = Mátyáshegyi Formáció; SH. F. = Sándorhegyi Formáció; T-M. F. = Tagyoni-Megyehégyi Formáció

Figure 3. Chronostratigraphic chart of the Middle Triassic lithostratigraphic units of the Transdanubian Range between the Balaton Highland and the Gerecse Mts. (modified after HAAS, BUDAI 1999)

1. pelagic limestones of basin facies; 2. limestones of platform facies; 3. dolomites of platform facies; 4. shallow marine limestones (lagoon); 5. pelagic marls of basin facies; 6. volcanites; 7. gap, B. Fcs. = Buchenstein Group; B. M. = Berekhegy Limestone; Cs. F. = Csákberény Fm; F. F. = Felsőörs Fm; M. F. = Mátyáshegy Fm; SH. F. = Sándorhegy Fm; T-M. F. = Tagyon-Megyehégy Fm

2000b; BUDAI et al. 2001a, b). A biosztratigráfiai adatok hiánya miatt azonban nem dönthető el, hogy a Budaörsi platform előrenyomulása vajon már a ladin közepén, vagy csak a késő-ladin során vezetett a Balaton-felvidékihez képest feltehetően jóval kisebb kiterjedésű Zsámbéki-medence teljes meghódításához.

A Balaton-felvidéki és a zsámbéki intraplatóform medencét az anisusi közepétől a késő-karniig a kelet-bakonyi Baglyas (BUDAI et al. 2001b) és a Vértes platformja választhatta el egymástól, a fejlődésükben mutatkozó eltérések valószínűleg ennek az ősföldrajzi

helyzetnek tulajdoníthatók (vö. GÓCZÁN, ORAVECZ-SHEFFER 1996).

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönettel tartozik HAAS Jánosnak a medencefejlődés értelmezésére vonatkozó, gondolatébresztő lektori észrevételéért. A jelen feldolgozás az OTKA T043341 számú projektjének a támogatásával készült.

Irodalom

- BALOGH, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. — *Acta Geologica Hungarica* 24 (1), pp. 3–48.
- BUDAI, T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphic correlation. — *Acta Geologica Hungarica* 35 (3), pp. 217–236.
- BUDAI T. 1993: Felsőörsi Mészkő Formáció. — In: HAAS J. szerk. 1993: Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász. — Magyar Állami Földtani Intézet, pp. 46–48.
- BUDAI, T., HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 40 (3), pp. 307–335.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica* 35 (3), pp. 237–250.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. — *Acta Geologica Hungarica* 36 (1), pp. 3–13.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarózó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *Földtani Intézet Alkalmi Kiadvány* 197, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., DOSZTÁLY L. 2001a: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciások a Veszprémi-fennsíkban. — *Földtani Közöny* 131 (1–2), pp. 37–70.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., LELKES GY. 2001b: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciások a Keleti-Bakonyban. — *Földtani Közöny* 131 (1–2), pp. 71–95.

- GÓCZÁN, F., ORAVECZ-SCHEFFER, A. 1996: Tuvalian sequences of the Balaton Highland and the Zsámbék Basin. Part II: Characterization of sporomorph and foraminifer assemblages, biostratigraphic, palaeogeographic and geohistoric conclusions. — *Acta Geologica Hungarica* 39 (1), pp. 33–101.
- GYALOG L., BUDAI T., TULLNER T., TURCZI G., ALBERT G., CSEREKLEI E., CSILLAG G., DUDKO A., FODOR L., JÁMBOR Á., JUHÁSZ GY., KAISER M., KNAUER J., SELMECZI I., VETŐ I. 2002: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének készítése” című szerződés teljesítéséről a Dunántúl–Észak területen. — Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HAAS, J. 1994: Carnian basin evolution in the Transdanubian Central Range, Hungary. — *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1, 1992 H. (11/12), pp. 1233–1252.
- HAAS J., ORAVECZ J., GÓCZÁN F. 1981: Jelentés a Zsámbék, Zs–14. sz. alapszelvény fúrás vizsgálatáról. — Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1995: Upper Permian–Triassic facies zones in the Transdanubian Range. — *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 101 (3), pp. 249–266.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* 50 (6), pp. 459–475.
- HAAS J., Korpás L., Török Á., Dosztály L., Góczán F., Hámorné Vidó M., Oraveczné Scheffer A., Tardiné Filác E. 2000a: Felső-triász medence- és lejtőfáciesek a Budai-hegységben — a Vérhalom téri fúrás vizsgálatának tükrében (Upper Triassic basin and slope facies in the Buda Mts. — based on study of core drilling Vérhalom tér, Budapest. — *Földtani Közöny* 130 (3), pp. 371–421.
- HAAS J., BUDAI T., DOSZTÁLY L., ORAVECZNÉ SCHEFFER A., TARDYNÉ FILÁC E. 2000b: A „Budaörsi-platform” (felső-ladin–alsó-karni) előtéri lejtőfáciése Veszprém környékén. A Berekhegyi Mésző hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata. — *Földtani Közöny* 130 (4), pp. 725–758.
- HAAS J., BUDAI T., HIPS K., KONRÁD GY., TÖRÖK Á. 2002: Magyarországi triász faciesterületek szekvencia-rétegtani elemzése. — *Földtani Közöny* 132 (1), pp. 17–43.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J., KOVÁCS, S. 1991: Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsámbék–14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn). — *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn*, pp. 193–220.
- MENSÁROS P., MUNTYÁN I., VÉGH S.-NÉ: 1988: A Gerecse és Gerecse előtér szerkezeti helyzete és földtani felépítése. — In VÉGH S.-né et al. 1988: A Gerecse előtér kutatásának földtani eredményei. Szerkesztés előtti első változat. Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- ORAVECZ J. 1961: A Gerecse–Buda–Pilis hegység közötti rögtérület triász képződményei. — *Földtani Közöny* 91 (2), pp. 173–185.
- ORAVECZ J., HAAS J. 1980: Előzetes jelentés a Zsámbék Zs–14. sz. alapfúrás vizsgálatáról. — Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- VÉGH S.-né 1988: Az alaphegység kifejlődése, szerkezeti elhelyezkedése a kutatási területen. Az alaphegységhez kötött képződmények. — In VÉGH S.-né et al. 1988: A Gerecse előtér kutatásának földtani eredményei. Szerkesztés előtti első változat. Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- VÉGH S.-né, FÁY M.-né, MENSÁROS P., HIDASI J., GULYÁS K., NAGY I. 1979: Jelentés a Mány-K és Gerecse-előtér fúrásainak alaphegység vizsgálatáról. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár.
- VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES GY., MONOSTORI M., PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoöklógiai vizsgálatok alapján. — *Földtani Közöny* 127 (1–2), pp. 145–177.

Javaslatok Magyarország földtani képződményeinek litosztratigráfiai tagolására

Proposal for new lithostratigraphic units of Hungary

Szerkesztette: GYALOG LÁSZLÓ, BUDAI TAMÁS

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

Tárgyszavak: földtani térképi és fúrási adatbázis, litosztratigráfiai tagolás, Magyarország

Keywords: geological maps and core database, lithostratigraphic units, Hungary

Összefoglalás

Jelen összeállításunkban azokat a rétegtani javaslatokat ismertetjük, amelyek új litosztratigráfiai egységek bevezetésére, illetve a hivatalosan elfogadottak definíciójának módosítására születtek a Magyar Rétegtani Bizottság (MRB) által legutóbb közzétett litosztratigráfiai rendszer megjelenése óta.

A javaslatok túlnyomó része annak a MÁFI és a Mol Rt. által végrehajtott projektnek a során született, amelynek eredményeként 1:100 000-es felbontású, egységes földtani térképi és fúrási adatbázis készült az ország hegyvidéki területeiről (1. ábra). Az adatbázis építése során formáció alapon tagoltuk az ezeken a területeken mélyült összes értékelhető fúrás rétegsorát. Ezek adatai, valamint a rendelkezésre álló földtani és geofizikai térképek felhasználásával földtani felszinttérképeket szerkesztettünk különböző rétegtani szintekre, 1:100 000-es méretarányban.

Az alább ismertetett rétegtani egységek leírása során nem törekedtünk egységes formai és tartalmi szempontok érvényesítésére. Az új egységek leírása általában részletesebb, mint azoké, amelyeknél csak változtatási javaslattal éltünk. Az újonnan definiált, illetve módosított egységek nevét **félkövér**, a változatlan neveket, illetve a korábbi névnek a változtatásra nem javasolt részeit *dőlt*, míg a megszüntetésre javasolt egységek nevét *dőlt, félkövér* betűtípussal jelöltük. Az egyes időszakokra vonatkozó javaslatokat táblázatokban foglaltuk össze.

Abstract

In the following compilation we are going to sum up the proposals were made for establishing new lithostratigraphic units or modifying current ones. Most of the proposals were introduced in the frame of a joint project was carried out by the Hungarian Geological Institute and the National Oil Company between 1998–2002. The main goal of this program was to produce uniform geological map and borehole database in the scale of 1:100 000 to support hydrocarbon explorations in the mountain territories of Hungary (Figure 1). During process we reappraised the original descriptions of every core and made lithostratigraphic distribution of their sequence. Based on these data and available geological and geophysical maps we compiled geological maps on different levels (e.g. pre-Quaternary surface, pre-Pannonian surface, pre-Tertiary surface etc.).

New lithostratigraphic units were suggested not only in this project but during other scientific geological research (e.g. geological mapping), as well. These proposals were also taken into consideration constructing the database.

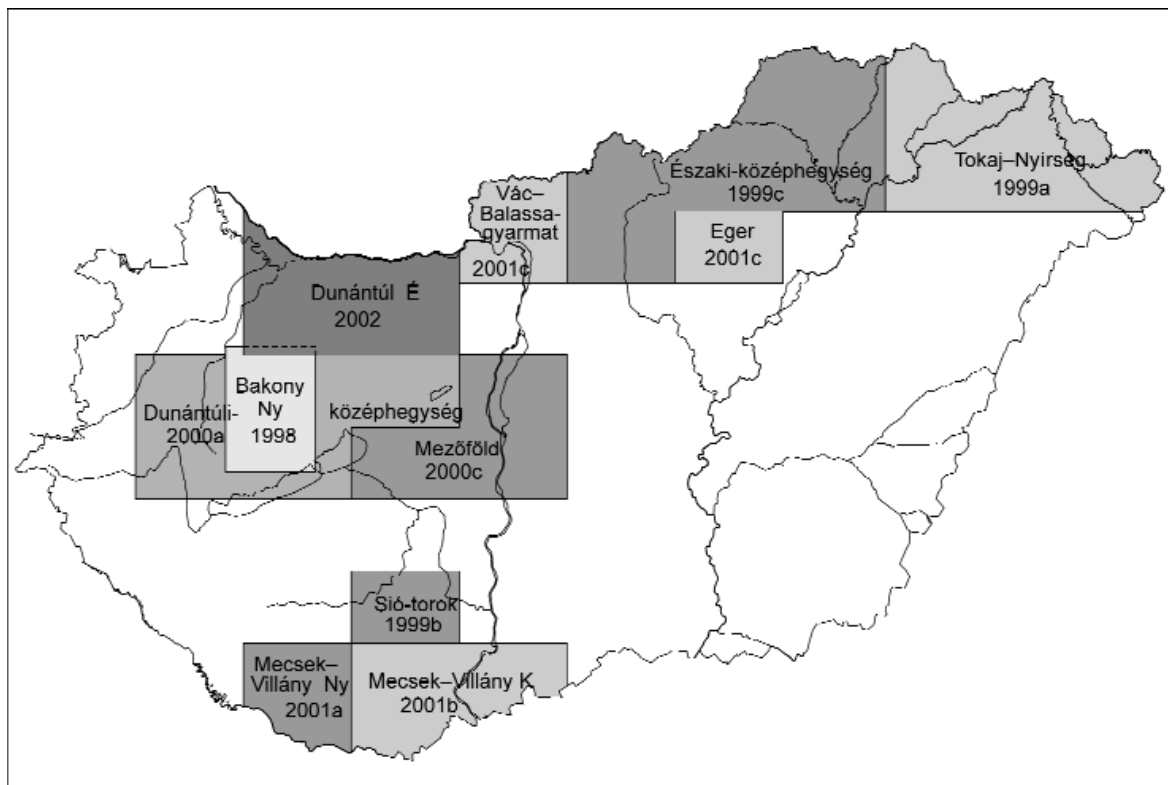
Thereinafter we give short description of the new proposals. Brand new and modified lithostratigraphic units are in **bold**, the old names in *italic*, while in *italic bold* which are proposed to be extinguished.

Bevezetés

Jelen összeállításunkban azokat a rétegtani javaslatokat foglaljuk össze, amelyek új litosztratigráfiai egységek bevezetésére, illetve a hivatalosan elfogadottak definíciójának módosítására születtek a Magyar Rétegtani Bizottság (MRB) által legutóbb közzétett litosztratigráfiai rendszer (CSÁSZÁR 1997) megjelenése óta.

A javaslattevők nevét a megfelelő javaslatcsoportok összefoglaló táblázataiban tüntettük fel, a javaslattevők (az 1996-os összesítésben — GYALOG 1996 — megjelentek kivételével) az alábbiak:

Balla Zoltán, Budai Tamás, Bernhardt Barnabás, Chikán Géza, Császár Géza, Csillag Gábor, Gyalog László, Haas János, Hámor Géza, Horváth István, Jámbor Áron, Jocháné Edelényi Emőke, Kecskeméti Tibor, Knauer József, Koloszar László, Konrad Gyula, Korpás László, Kovács Sándor, Kozák Miklós, Kókay József, Lelkesné Felvári Gyöngyi, Less György, Marsi István, Müller Pál, Nagymarosy András, Pelikán Pál, Pentelényi László, Pereg Zsolt, Prakfalvi Péter, Püspöki Zoltán, Radócz Gyula, Rálicsné Felgenhauer Erzsébet, Selmeczi Ildikó, Szentpétery Ildikó, Sztanó Orsolya, Tóth Kálmán, Tóthné Makk Ágnes és Zelenka Tibor.



1. ábra. „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének építése” című projekt során feldolgozott területek (GYALOG et al. 2003)

Figure 1. Study areas of the project “Constructing GIS database for hydrocarbon exploration” (GYALOG et al. 2003)

A javaslatok túlnyomó része a MAFI és a Mol Rt. által 1998 és 2002 között közösen végrehajtott, „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének építése” című projekt (GYALOG 1998, GYALOG et al. 1999a–c, 2000a, b, 2001a–c, 2002) illetve egységesítésük (GYALOG et al. 2003) során született. Ennek a munkának az volt az alapvető célja, hogy 1:100 000-es felbontású, egységes földtani térképi és fúrás adatbázis készüljön az ország jelentős részéről, elsősorban a hegyvidéki területekről (1. ábra). A feldolgozás során formáció alapon tagoltuk az ezeken a területeken mélyült összes értékelhető fúrás rétegsorát. Ezek adatai, valamint a rendelkezésre álló földtani és geofizikai térképek felhasználásával földtani felszín-térképeket szerkesztettünk különböző szintekre (prekvarter, prepannóniai, preneogén, pretercier, preszenon stb.), 1:100 000-es méretarányban. A több tízezer fúrás rétegsorának átértékelése a rendelkezésre álló eredeti adattári dokumentációk alapján történt. A munka során született javaslatokat egységes jelentésben foglaltuk össze (GYALOG 2002).

Természetesen nemcsak ennek a projektnek a keretében, hanem attól függetlenül — részben földtani térképezés (Vértes–Gerecse, Bükk), OTKA (T043341 — A Dunántúli-középhegység középső-triász földtörténete; T042799 — A Vértes és előtereinek szerkezetfejlődése), az országos 1:100 000-es fedett földtani térképsorozat szerkesztése vagy egyéb földtani kutatás eredményeként

— is születtek változtatási javaslatok új litosztratigráfiai egységek felállítására, illetve a használatban lévők tartalmának módosítására. Ezeket a javaslatokat igyekeztünk figyelembe venni az adatbázis építése során, szoros együttműködésre törekedve a Magyar Rétegtani Bizottság albizottságaival. A Közép-dunántúli szerkezeti egység túlnyomórészt mélyfúrások rétegsorai alapján definiált új litosztratigráfiai egységeit az ugyanezen kötetben (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 2004) található részletesebb ismertetésük alapján közöljük. Ezáltal valamennyi javasolt és a MÁFI adatbázis-rendszerében jelenleg szereplő litosztratigráfiai egységnek a rövid leírása megjelenik nyomtatásban. A magmás képződmények korolásához a Balatonfő–Velencei-hegység térségében GYALOG, HORVÁTH (2004), a Börzsöny–Visegrádi-hegységben KÖRÖPÁS (1999), az észak-magyarországi miocén tufáknál HÁMOR et al. (1980, 1987), MÁRTON, PÉCSKAY (1998), a mátrai vulkanitoknál ZELENKA et al. (2001), a tokaji-hegységiéknél PÉCSKAY et al. (1987), a nyírségiéknél KOZÁK, PÜSPÖKI (1999a), a pannóniai vulkanitoknál BALOGH, JÁMBOR (1987) radiometrikus koradataira hivatkozunk (kiegészítve Zelenka T. szóbeli közléseivel).

A földtani térképek jelkulcsát és a rétegtani egységek rövid leírását tartalmazó kiadványban (GYALOG 1996) olyan litosztratigráfiai kategóriák (formációcsoportok, formációk, tagozatok és rétegtagok) is szerepelnek, amelyeket addig az MRB albizottságai még nem tárgyaltak,

1. táblázat. GYALOG (1996) összeállításában szereplő, és jelenleg is javasolt egységek

Table 1. Lithostratigraphic units have been proposed by GYALOG (1996)

Egységjavaslat (in GYALOG 1996)	Szimbólum	Mely egység része	Javaslattevő
Felsőregmeci Amfibolit Tagozat	$v_{f}Pz_1$	Vilyvitányi Formáció	Ivancsics J., Szederkényi T.
Rudabányászkai Gncisz Tagozat	$v_{r}Pz_1$		
Kovácsárki Biotitpala Tagozat	$ob_{k}Pz_1$	Öbrennbergi Formáció	Lelkesné Felvári Gy., Ivancsics J.
Kőbércoromi Biotitpala Tagozat	$ob_{ko}Pz_1$	Öbrennbergi Formáció	Lelkesné Felvári Gy., Ivancsics J.
Fertőrákosi Kristályospala Formációcsoport	f_{Pz}		Ivancsics J.
Nagyfüzcsi Kvarcit Tagozat	$fu_{n}Pz$	Füzsárki Fehérpala Formáció	Ivancsics J.
Seprőkötőhegyi Kvarcit Tagozat	$fa_{s}Pz$		
Tolvajárki Leukofillit Tagozat	$fu_{t}Pz$		
Soproni Kristályospala Formációcsoport	s_{Pz}		Lelkesné Felvári Gy., Ivancsics J.
Sopronbánfalvi Gncisz Formáció	sb_{Pz}	Soproni Kristályospala Formációcsoport	Ivancsics J.
Nándormagaslati Gncisz Tagozat	$ab_{n}Pz$	Sopronbánfalvi Gncisz Formáció	Ivancsics J.
Várisi Gncisz Tagozat	$sh_{v}Pz$		
Újhegyi Amfibolpala Tagozat	$uh_{u}Pz$	Vöröshídi Csillámpala Formáció	Lelkesné Felvári Gy., Ivancsics J.
Göddölchérci Amfibolit Formáció	gb_{Pz}		Ivancsics J.
Ipolyi Kristályospala Formációcsoport	i_{Pz}		Lelkesné Felvári Gy.
Szécsényi Amfibolgneisz Tagozat	$ht_{s}Pz$	Balassagyarmati Formáció	Ivancsics J.
Bencshegyi Mikrogabbro Formáció	$bc_{S} D$		Horváth I.
Irotai Formáció	i_{S-D_1}		Kovács S.
Hídvégardói Komplexum	h_{C-P}		Less Gy.
Werceni Formációcsoport	w_{T_1}		Haas J.
Buchensteini Formációcsoport	h_{T_2-3}		Budai T., Haas J.
Buhimvölgyi Breccsa Tagozat	$v_{b}T_3$	Veszprémi Márga Formáció	Csillag G., Haas J.
Pegyesetetői Formáció	hl_{T_3}		Less Gy., Haas J.
Létrási Metabazalt Formáció	l_{T_3}		Szoldán Zs., Haas J.
Szarvaskői Bazalt Formáció	sz_{J_2}		Pelikán P.
Tardosi Gabbro Formáció	t_{J_2}		Pelikán P.
Mónosbéli Formációcsoport	m_{J_3}		Pelikán P.
Cáki Konglomerátum Tagozat	$vc_{J_2} K_1$	Velemi Formáció	Ivancsics J.
Vashegyi Szerpentinit Formáció	$vh_{J_3-K_1}$		Ivancsics J.
Búcsújárói Metagabbro Tagozat	$vb_{J_3-K_1}$	Vashegyi Szerpentinit Formáció	Ivancsics J.
Szőlőhegyi Talk Tagozat	$vh_{s}J_3 K_1$		
Tímárpusztai Mészke Rétegtag	$t_{(p)}K_2$	Tési Formáció	Knauer J., Császár G.
Tunyokhegyi Mészke Rétegtag	$t_{(t)}K_2$		
Kőriserdei Mészke Rétegtag	$t_{(k)}K_2$	Zirci Mészke Formáció	Császár G., Knauer J.
Villőhegyi Rétegtag	$v_{(v)}K_2$	Pénzeskúti Márga Formáció	Császár G., Knauer J.
Ferencszállási Banatit Formáció	f_{K_3}		Szederkényi T.
Nagygyházi Faglomerátum Tagozat	$d_{n}E_2$	Dorogi Formáció	Bernhardt B.
Csetebereki Agvagmárga Tagozat	$dt_{c}E_2$	Darvástói Formáció	Knauer J., Bernhardt B.
Harasztói Konglomerátum Tagozat	$dt_{h}E_2$		
Izamajori Tagozat	$s_{i}E_2$	Szöci Mészke Formáció	Bernhardt B., Knauer J.
Nagytárkányi Tagozat	$s_{n}E_2$		
Nyíradí Tagozat	$s_{ny}E_2$		
Tüskésmajori Tagozat	$s_{t}E_2$		
Csabrendeki Márga Tagozat	$p_{e}E_{2-3}$	Padragi Márga Formáció	Knauer J., Bernhardt B.
Iharkúti Formáció	i_{Ol_1}		Knauer J.
Csókási Formáció	cs_{Ol_2}		Less Gy.
Szuhogyi Konglomerátum Formáció	su_{Me}		Szentpétery I.
Alsóligeterdői Kavics Tagozat	$l_{a}Mo$	Ligeterdői Formáció	Ivancsics J.
Felsőligeterdői Kavics Tagozat	$l_{f}Mo$		
Felsőtődli Kavics Tagozat	$l_{t}Mk$		
Magasbérci Homok Tagozat	$l_{m}Mk$		
Cserszegtomaji Kaolinít Formáció	c_{Mk-b}		Csillag G.
Cárhalmi Mészke Tagozat	$t_{c}Ms_1$	Tinnyci Formáció	Hámor G., Ivancsics J.
Fertőrákosi Konglomerátum Tagozat	$t_{f}Ms_1$		
Dudleszi Kavics Tagozat	$t_{d}Ms_1$		
Szalonnai Mészke Tagozat	cd_{Pa_1}	Edelényi Formáció	Jámbor Á.
Borsodi Kavics Formáció	bo_{Pa_1-2}		Peregi Zs.
Diási Kavics Formáció	d_{Pa_2}		Csillag G.

tehát nem voltak „hivatalosan” elfogadottak. Ezek egy része azóta bekerült a közhasználatba, más részüknek az előírásoknak megfelelő részletes definíciója nyomtatásban is megjelent. Ezeket az egységeket ebben az összefoglalásban csak a teljesség kedvéért soroljuk fel az 1. táblázatban (kivéve azokat a javaslatokat, amelyeket az MRB illetékes albizottsága azóta elutasított).

Az alább ismertetett rétegtani egységek leírása során nem törekedtünk egységes formai és tartalmi szempontok érvényesítésére. Az új egységek leírása általában részletesebb, mint azoké, amelyeknél csak változtatási javaslattal éltünk. Különösen érvényes ez a miocén vulkanitok tagolását illetően, amely lényegesen részletesebb felosztású, mint az érvényben lévő „hivatalos” litosztratigráfiai rendszer.

A szövegben az **újjonnan definiált, illetve módosított egységek nevét** vastagon, félkövér betűtípussal jelöltük a javasolt földtani szimbólummal együtt (a változatlan nevek, illetve a korábbi névnek a *változtatásra nem javasolt részei* dőlt betűsek). A **megszüntetésre javasolt egységek** neve dőlt, félkövér betűtípussal van kiemelve.

Az egyes időszakok javaslatait külön táblázatokban foglaljuk össze az adott időszak elején (paleozoikum, mezozoikum). A legtöbb módosítás a kainozoikumban volt, ott külön táblázatban mutatjuk be a paleogén, a neogén üledékes és a neogén magmás egységjavaslatokat, valamint egy-egy részterületen a régi és javasolt egységeket külön ábrákon is bemutatjuk.

PALEOZOIKUM

A paleozoos litosztratigráfiai egységekre vonatkozó javaslatokat a 2. táblázatban foglaljuk össze.

Módosított név és tartalom:

Új tagozat: **Ófalui Formáció, ⁶Pz₁**

Bátaapáti Metahomokkő Tagozat, ⁶Pz₁

Az Ófalui Formáció egészében véve tektonikus eredetű, sokféle, eredetileg minden bizonnyal különböző rétegtani egységekbe tartozó, valószínűleg különféle tektonikai egységekből származó képződményből áll, amely metamorfizált tektonikus megabreccsát (melanzst) képez a Mecsek-alja-övben (a Mecsektől D-re és K-re). A formáció fő tömegét alkotó kőzettípusok a következő (részben egyelőre névtelen, illetve definiálatlan) tagozatokba sorolhatók: Fillit Tagozat, Juhodályvölgyi Mészke Tagozat, Gneisz Tagozat, Bátaapáti Metahomokkő Tagozat, Amfibolit Tagozat, Metavulkanit Tagozat, Aranyosvölgyi Szerpentinit Tagozat. Ezek közül mi csak a Bátaapáti Tagozatot ismertetjük. A felsorolt képződmények mellett a Mecsek-alja-övben előforduló granitoid kőzetek a Mórággyi Gránit Formációba tartoznak, és jelenleg az Ófalui és a Mórággyi Gránit Formáció tektonikus összefogazódási övében települnek.

A **Bátaapáti Metahomokkő Tagozatot** (⁶Pz₁) finomszemcsés, egyenletes szemcsenagyságú, sziliciklasztit eredetű kontakt szaruszirt alkotja. Az igen finom anyagváltozást eredményező, szemcsenagyság-változást is tükröző laminák megőrződtek, helyenként gradáció nyomaira lehet következtetni. Igen gyenge, hullámos, meg-megszakadó palásság figyelhető meg benne. Mikroszkópi képe igen finom szemcsés (50-100 μ), egyenletes szemcsenagyságú biotitpala. Ásványai: kvarc, földpát, biotit. A kőzetet vékony albiterek járják át. Metamorf foka az albit-epidot szaruszirt fáciesnek felel meg. Települési helyzete a Mórággyi Gránit Formáción belül mindenhol tektonikus, Bátaapáti-Ófalu térségében vékony, néhány m széles pásztákban, de több 100 m hosszan követhető.

Új formáció:

Mórággyi Gránit Formáció, ^mPz

A formációt a korábbi Mórággyi Komplexum helyett kívánjuk bevezetni, csak magmás képződményekre. A magmás test fő tömegét monzogránit adja, amelyben kisebb-nagyobb zárt testek (részben zárványok) formájában monzonit van jelen. Ezek kontaktusán esetenként jelentős szélességű hibrid zóna alakult ki. Mindhárom kőzettípust leukokrata telérkőzetek harántolják. A magmás testet változó erősségű palásságot okozó metamorf hatás érte. A formáció a Geresdi-domb-ságot (Mórággyi-rögöt) építi fel. A 310–320 millió év körüli K/Ar radiometrikus kor az újabb vizsgálatok alapján a metamorfózis kora (CSERNÜSOV 2002), míg más vélemények (Buda Gy. szóbeli közlése) szerint a képződés kora 340–350 millió év.

Új kor:

Füzérkajatai Porfiroid Formáció, ⁶O

A formációt gyengén metamorf riodácit, riodácittufa eredetű porfiroid építi fel a Tokaji-hegységben. A Felsőregmec Fe–1 jelű fűrés 225,9–436,8 m között harántolta a formációt, és ebben is állt le, így vastagsága meghaladja a 210 m-t. Szederkényi T. az alsó-paleozoikumba sorolta. Radiometrikus koradatok alapján (Rb/Sr módszerrel 394–450 millió év — PANTÓ et al. 1967, SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1969, FARYAD, VOZÁROVÁ 1997) az ordóvícium kor valószínűsíthető.

Lovasi Agyagpala Formáció, ¹O–D

Új tagozat:

Székesfehérvári Mészke Tagozat, ¹D₃

Gyengén metamorf agyagpala, metaaleurolit, meta-homokkő, lidit és metavulkanit betelepülésekkel építik fel a formációt a Balaton-felvidéktől a Velencei-hegységig. A Lovasi Formációhoz tartozónak véljük a korábban (FÜLÖP 1990) önálló formációként elkülönített **Kőszárhegyi Agyagpala** (ill. Aleurolitpala), valamint **Székesfehérvári Mészke Formációt**.

A Kőszárhegyi Agyagpalát a Szabadbattyán Szb–9 fűrésben feltárt Lovasi Formáció fossziliákkal igazolt alsó-ordóvíciumi részének tartjuk.

2. táblázat. A paleozoos képződmények új egységei

Table 2. Proposed new Palaeozoic lithostratigraphic units

Új egységjavaslat	Szimbólum	Mely egység része	Javaslat jellege	Javaslattevő
Ófalu Formáció	^ó P ₁		módosított név és tartalom	Balla Z.
Bátaapáti Metahomokkő Tagozat	^ó _b P ₁	Ófalu Formáció	új tagozat	Balla Z., I. elkészítette Felvári Gy.
Mórággyi Gránit Formáció	^m P ₂		új formáció	Balla Z.
Füzerkajatai Porfiroid Formáció	^f O		új kor	Pentelényi L.
Lovasi Agyagpala Formáció	^l O D		más formációkkal összevonás	Budai T., Horváth I.
Székesfehérvári Mészkkő Tagozat	^l _s D ₃	Lovasi Agyagpala Formáció	új tagozat	Horváth I., Gyalog L.
Bükhegyi Márvány Formáció	^{bh} D ₂₋₃		módosított név és kor	Szentpétery I.
Zsinnyi Metabazalt Formáció	^z D ₃		új formáció	új tagozatra: Kovács S.
Zobóhegyecsi Formáció	^z C		új formáció	Pelikán P.
Nagytoronyai Formáció	ⁿ C ₂		új formáció	Pentelényi L.
Kisfaludi Mikrogránit Tagozat	^v _k C ₂	Velencei Gránit Formáció	új tagozatok	Gyalog L., Horváth I.
Pákozdi Gránitporfir Tagozat	^v _n C ₂			
Felsősomlyói Kvarcporfir Formáció	^f C ₂		új formáció	Horváth I., Gyalog L.
Tornyiszentmiklósi Szericitpala Formáció	^{ts} C ₂		új formáció	Rálschné Felgenhauer E.
Trogkofeli Formáció	^t P ₁		módosított név és kor	
Grödeni Homokkő Formáció	^g P ₂		új formáció	
Tabi Dolomit Formáció	^{ts} P ₂		új formáció	
Semlyénházi Evaporit Formáció	^{sc} P ₂		új formáció	Konrad Gy., Budai T.
Bakonyai Homokkő Tagozat	^k _b P ₂	Kővágószőlősi Homokkő Formáció	módosított kor	
Kővágószőlősi Homokkő Tagozat	^k _k P ₂			
Cserkúti Homokkő Tagozat	^k _c P ₂		módosított név	
Tótvári Homokkő Tagozat	^k _t P ₂ -T ₁			

A formáció önálló tagozataként javasoljuk elkülöníteni a Székesfehérvár Szfv₁-5 jelű fúrásban az agyagpala rétegsorban mintegy 5 m vastagságban harántolt, felső-devon (frasni) Conodonta-faunát tartalmazó mészkő-összletet, **Székesfehérvári Mészkkő Tagozat** (^lD₃) név alatt.

Módosított név és kor:

Bükhegyi Márvány Formáció, ^{bh}D₂₋₃

Világosbarna, sárgás vagy rózsaszín árnyalatú, pados vagy tömeges, durvakristályos, karbonátplatform fáciesű márvány („Szendrői IV. sorozat”). A Szendrői-hegységben, Szendrőládtól DDNy-ra fordul elő. Erősen átkristályosodott, alig felismerhető krinoidea-nyéltag átmetszeteken kívül ősmaradványt nem tartalmaz. A feltehetően egyidős Rakacaszendi Márványtól színében különbözik. A Szendrőládi Mészkkőre települő formáció kora — települési helyzete alapján — a késő-devon elejére (frasni korszak), esetleg a középső-devon végére tehető, ezért pontosítottuk korát devonról középső-felső-devonra (névének módosítását Bükhegyiről

Bükhegyire a helyesírási pontosítás tette szükségessé). Vastagsága kb. 200 m.

Új formáció:

Zsinnyi Metabazalt Formáció, ^zD₃

Az Abodi Mészkkő Formációban levő, az Upponyi-hegységben helyenként 50 m-t is meghaladó bázisos metavulkanit betelepüléseket célszerű önálló rétegtani egységként kezelni. Kovács S. tagozat rangot javasol a formáción belül (szóbeli közlés), mi (Császár G. szóbeli véleményével összhangban) formáció rangot. Kora a bezáró üledék alapján késő-devon.

KARBON

Új formáció:

Zobóhegyecsi Formáció, ^zC

Fekete, agyagos, finomhomokos aleurolit, 10–40 m-es sötétszürke mészkő betelepülésekkel. Anchizonális metamorfózis hatására palásodott. Krinoidea-töredékeken kívül ősmaradvány nem ismeretes belőle. A Bük ÉNy-i részén

fordul elő. Vastagsága kb. 400 m. Kora bizonytalan, feltételezhetően baskír–kora-moszkvai.

Új formáció:

Nagytoronyai Formáció, ^mC₂

Fekete limnikus agyag- és aleurolitpala, általában anchimetamorf, vékony metaantracit- és grafittelepekkel, -zsinórokkal, növénymaradványokkal, alsó részén homokkő-konglomerátum betelepülésekkel. Esetenként sötétszürke mészkőbetelepülést is tartalmaz. A formáció képződményeit a Felsőregmec Fe–2 (17,1–182,0 m), Fe–3 (495,0–651,0 m), a Sátoraljaúj hely Suh–8 (983,1–1057,5 m) és a Rudabányácska Rb–1 (1018,5–1039,7 m) jelű fúrás harántolta. Kora késő-karbon, stefáni.

A formációt Szlovákiában, a Zempléni-szigethegységben GRECULA és EGYÜD (1982) írta le (ott vastagsága 10–300 m), amelyet FÜLÖP (1994) is átvett. Az összefoglaló rétegtani táblázatokban (GYALOG 1996, CSÁSZÁR 1997) nem szerepel, így új formációnak tekinthető. A jelenlegi szlovákiai felfogás szerint (VOZÁROVÁ, VOZÁR 1988) a formáció alsó szakasza a Legenyei Formációnak, felső szakasza pedig a Toronyai Formáció alsó részének felel meg.

Velencei Gránit Formáció, ^vC₂

Új tagozat:

Kisfaludi Mikrogránit Tagozat, ^kC₂ Pákozdi Gránitporfír Tagozat, ^pC₂

A Velencei-hegységben a formációt felépítő biotitos ortoklászgránitban a **Kisfaludi Mikrogránit Tagozat** (^kC₂) a székesfehérvári Aranybulla-kőfejtő térségében a gránit fő tömegénél fiatalabb, önálló, kis méretű intrúzió formájában jelenik meg. A **Pákozdi Gránitporfír Tagozat** (^pC₂) gránitporfírtelerei két változatban fordulnak elő (idősebb, vékony mikrogránitos szegélyű „sukorói típusú” és fiatalabb, vastag mikrogránitos szegélyű „pátkai típusú” telérváltozatok). Ebbe a tagozatba sorolhatóak a mikrogránittelérek is.

Új formáció:

Felsősomlyói Kvarcporfír Formáció, ^fC₂

A formációt kevés biotitot és ritkán gránátot tartalmazó, leukokrata kvarc és földpátporfíros, kvarcporfír anyagú telérek és szubvulkáni testek alkotják. Mindig bontottak, a bontás agyagásványos–szericites típusú. Felszínen a polgárdi kőfejtőben ismert, míg a kőfejtő körzetében, továbbá Szabadbattyán, Polgárdi és Ősi határában több fúrás harántolta. A szubvulkáni testek a Polgárdi Mészke és a Lovasi Agyagpala Formációban jelennek meg. Keletkezésüket a gránitmagmatizmussal, míg más vélemények a kora-perm kvarcporfír-vulkanizmussal hozzák kapcsolatba. A telérek vastagsága 1–10 m, legnagyobb fűrt vastagsága a Szabadbattyán Szb–11 fúrásban 146,4 m.

Új formáció:

Tornyiszentmiklósi Szericítpala Formáció, ^tC₂

A formációt sötétszürke, fekete, uralkodóan palás, muszkovitdús aleurolit alkotja, márgás agyagpala és homokkő közbetelepülésekkel, magas szervesanyag-tartalommal és gyengén metamorf, „lekerekített” szén-szem-csékkel. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Teljes vastagsága nem ismert, az újfalu U–I fúrás (4072–4303 m-ig) 231 m-es szakaszát harántolta. Karbonátos rétegek és lencsék megjelenésével folyamatosan megy át az alsó-perm Trogkofeli Formációba.

PERM

Módosított név és kor:

Trogkofeli Formáció, ^tP₁

Anchimetamorf, sötétszürke-fekete agyagpala, aleurolit és világosszürke finomszemű homokkő, sötétszürke agyagos közbetelepülésekkel és zátonymészkőbreccsatestekkel. Kőzettani változékonysága indokolja a formáció kőzetnévénél elhagyását. Kora a meghatározott algák, valamint mikro- és makroforaminiferák alapján kora-permre szűkíthető.

Új formáció:

Grödeni Homokkő Formáció, ^gP₂

A formáció rétegsorát gyengén palás, tarka, fekete, sötétszürke agyagkő, lemezes homokkő, homokos, agyagos aleurolit, sötét zöldesszürke homokkő, aleuritos agyagkő, valamint vörös és lila homokkő építi fel. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Vastagsága 200–300 m-re tehető az újfalu U–I fúrás alapján. Feküje a Trogkofeli, fedője a Tabi Dolomit Formáció. Sporomorphák alapján kora késő-perm.

Új formáció:

Tabi Dolomit Formáció, ^tP₂

A formáció rétegsora szürke dolomitos mészkő, barnásszürke dolomit, fekete agyagkő, szürke, dolomitos mészkőbreccsa, vörös aleurolit, vörös és lila mészkő, dolomitos mészkő és aleurolitrétegekből épül fel. A sziliklasztos és karbonátos üledékképződés váltakozva kerül túlsúlyba, nagyon ritkán különül el teljesen. A karbonátos rétegek uralkodóan dolomitosak, erősen töredezettek, gyakran breccsásak, réteglapjaikon és repedéseikben sötétszürke, fekete agyagkőfilmekkel. Mikrofaciése erősen átkristályosodott pátos, mikropátos dolomit, pátos, mikropátos, intraklasztos, intra-bioklasztos mészkő, dolomitos mészkő. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Teljes vastagsága 100–150 m körülire becsülhető az Újfalu U–I és a Tab–1 fúrás alapján. Feküje a Grödeni Homokkő Formáció, rétegtani fedője nem ismert.

Új formáció:

Semlyénházi Evaporit Formáció, ^{se}P₂

A formáció rétegsorát anchimetamorf karbonátos kovapala, szericitpala, metahomokkő, palás mészkő és dolomit alkotja, esetenként epimetamorf anhidrit és gipsz közbetelepülésekkel. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Vastagsága a Semlyénháza Sem-2 és Sem-3 fúrásban mintegy 350–700 m. Meghatározható ősmaradvány az összletből nem ismert, litosztratigráfiai analógia alapján a Grödeni Homokkő, illetve részben a Tabi Dolomit Formáció heteropikus fácieseként értelmezhető.

PERM–TRIÁSZ

Kővágószőlősi Homokkő Formáció, ^kP₂–T₁

Tagozatok módosított korindexe:

Bakonyai Homokkő Tagozat, ^kP₂
Kővágótöttösi Homokkő Tagozat, ^kP₂
Cserkúti Homokkő Tagozat, ^kP₂

Módosított tagozatnév:

Tótvári Homokkő Tagozat, ^kP₂–T₁

A mecseki, törmelékes üledékekből álló formáció négy kisciklusra, s ezekkel csak részben egyező négy tagozatra osztható. A négy közül csak a legfiatalabb tagozat képződése nyúlt át a kora-triászba. Az alsó, **Bakonyai Homokkő Tagozat** (^kP₂ — „tarka összlet”) rosszul osztályozott, főként vörös színű medri és ártéri üledék. A **Kővágótöttösi Homokkő Tagozat** (^kP₂ — „szürke összlet”) a konglomerátumtól az agyagkőig terjedő, főként szürke színű mocsári, holtági, alárendelten meder fáciesű, míg az e fölött települő lilászvörös színű **Cserkúti Homokkő Tagozat** (^kP₂ — „fedő vörös homokkő”) szórta kavicsos, vastagpados, meder fáciesű képződmény. Az utóbbi két tagozat átmeneténél alakult ki az uránérces „zöldhomokkő rétegtag”. A **Tótvári Homokkő Tagozat** (^kP₂–T₁ — „lilakavicsos homokkő”) lilászvörös, kavicsos, osztályozatlan hordalékkúpját időszakos vízfolyások hozták létre (korábbi pontatlan földrajzi nevét pontosítottuk, Tótváriról Tótvárra).

MEZOZOIKUM

A mezozoos litosztratigráfiai egységekre vonatkozó javaslatokat a 3. táblázat foglalja össze.

TRIÁSZ ALSÓ-TRIÁSZ

Új formáció:

Buzsáki Formáció, ^{bu}T₁

A formációt sötétszürke, lilás-tarka márga, mészmárga, szürke mészkő, homokos, ooidos, csigás, echinodermata-töredékes mészkő, breccsásodott dolomit rétegekből

felépülő, sekélytengeri, zárt, esetenként nyíltabb vízcirkulációjú, lagúna fáciesű rétegsor alkotja. A rétegsor kitölti a teljes alsó-triászt, esetenként az anisusi emeletbe is átnyúlva. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. A Buzsák Bu-2 és Bu-4, valamint a Som-1 fúrás kivül a táskai, a magyarszentmiklósi, a budafai, a sávolyi és az újudvari fúrások alsó szakaszai harántoltak ide sorolható képződményeket. Vastagsága nem ismert, több száz m lehet.

KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ

Módosított formációnév:

Hetvehelyi Formáció, ^{hh}T₂

Új tagozat:

Hetvehelyi Dolomit Tagozat, ^{hh}T₂

Elzárt, majd nyílt lagúnában képződött evaporitos, illetve uralkodóan dolomit, dolomitmárga kőzetfélésegekből felépülő képződmény a Mecsekben. Tagozatai: *Magyarürögi Anhidrit Tagozat* (^{hh}T₂ — gipszes, anhidrites dolomit) és az újonnan javasolt **Hetvehelyi Dolomit Tagozat** (^{hh}T₂ — dolomit, dolomitmárga). Javasoljuk a formáció nevéből elhagyni a **Dolomit** megnevezést, így az új név **Hetvehelyi Formáció** (^{hh}T₂). Ezt indokolja, hogy a formáción belül csak a Hetvehelyi Dolomit Tagozatban uralkodik a dolomit, továbbá nem szerencsés a tagozatnévvel való teljes azonosság. A korábbi *Viganvári Mészkő Tagozatot* (^{hh}T₂ — lemezes, bitumenes mészkő) önálló formációként különítjük el.

Új formáció:

Viganvári Mészkő Formáció, ^{vg}T₂

A korábbi tagolás szerinti **Hetvehelyi Dolomit Formáció Viganvári Mészkő Tagozatát** önálló formációként, **Viganvári Mészkő Formáció** néven (^{hh}T₂ helyett ^{vg}T₂ indexszel, helyesírásban hosszú í-vel), a Misinai Formációcsoport részeként különítjük el a Mecsekben. A tagozat önálló formációba sorolását az indokolja, hogy a karbonátos rámpán lerakódott képződmény litofáciése a Misinai Formációcsoport karbonátjaival, különösen a Wellenkalk jellegű Lapsi Mészkővel mutat szoros rokonságot, míg a Hetvehelyi Formáció tagozataitól idegen. Vastagsága a Mecsek központi részén 100, a Nyugati-Mecsekben 30–70, a Villányi-hegységben 20–30 m körüli.

Új formáció:

Táskai Mészkő Formáció, ^{ts}T₂

Világos, fehér szürke, vékonyréteges mészkő, autigénbreccsás mészkő építi fel, gyakori dolomit betelepülésekkel. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Szöveti képe és jellegzetes Dasycladacea-, Foraminifera-, Echinodermata- és Sphinctozoa-együttese alapján a képződmény az anisusi korú, steinalmi típusú platform különböző fácieseit képviseli. Vastagsága a bizonytalan fúrási adatok alapján több mint 200 m.

3. táblázat. A mezozoos képződmények új egységei
Table 3. Proposed new Mesozoic lithostratigraphic units

Új egységjavaslat	Szimbólum	Mely egység része	Javaslat jellege	Javaslattevő
Buzsáki Formáció	^{bu} T ₁		új formáció	Rálišchné Felgenhauer E.
Hetvehelyi Formáció	^{hb} T ₂		módosított név	Konrád Gy.
Hetvehelyi Dolomit Tagozat	^{hd} T ₂	Hetvehelyi Formáció	új tagozat	
Vígánvári Mészke Formáció	^{vg} T ₂		új formáció	
Táskai Mészke Formáció	^{ts} T ₂		új formáció	
Vászolyi Formáció	^v T ₂		új formáció	Budai T.
Inotai Formáció	ⁱⁿ T ₂		új formáció	
Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozat	^{sh} _b T ₂	Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció	új tagozat	Léss Gy.
Várhegyi Formáció	^{vh} T ₂		új formáció	Pelikán P.
Murakeresztúri Tufahomokkő Formáció	^{mv} T ₂		új formáció	Rálišchné Felgenhauer E.
Somi Mészke Formáció	^{so} T ₂₋₃		új formáció	
Sávolyi Mészke Formáció	^{sv} T ₂₋₃		új formáció	
Iharosberényi Mészke Formáció	^{ib} T ₂₋₃		új formáció	
Dallapusztai Radiolarit Formáció	^{da} T ₂₋₃		új formáció	Radócz Gy.
Füredi Mészke Formáció	^{fu} T ₂₋₃		új kor	Budai T.
Berekhegyi Mészke Formáció	^{bu} _h T ₂₋₃	Füredi Mészke Formáció	új tagozat	
Vértési Formációcsoport	^{vs} T ₂₋₃		új formáció- csoport	Gyalog L., Csillag G.
Csákberényi Formáció	^c T ₂₋₃		új formáció	Budai T., Csillag G.
Tilospusztai Andezit Formáció	^{tp} T ₂₋₃		új formáció	Horváth I., Gyalog L.
Hollósetői Mészke Tagozat	^{ho} _h T ₃	Felsőtárkányi Mészke Formáció	új tagozat	Haas J., Pelikán P.
Belvácsi Dolomit Tagozat	^{bl} _b T ₃			Léss Gy.
Rónabükki Mészke Tagozat	^{ro} _b T ₃			Haas J., Pelikán P.
Újudvari Márga Formáció	^u T ₃		új formáció	Rálišchné Felgenhauer E.
Igali Formáció	ⁱ T ₃		új formáció	
Padkői Dolomit Tagozat	^p T ₃	Földolomit Formáció	új tagozat	Csillag G., Budai T.
Nézsai Mészke Tagozat	ⁿ T ₃	Dachsteini Mészke Formáció	új tagozat	Budai T.
Pokolvölgyi Dolomit Tagozat	^p T ₃	Csővári Mészke Formáció	új tagozat	Budai T.
Hosszúvölgyi Bazalt Formáció	^{hv} T-J		új formáció	Pelikán P., Radócz Gy.
Jómarei Mészke Formáció	^j J ₁		új formáció	Pelikán P.
Kálváriadombi Tagozat	^k _{kd} J ₁	Kisháti Mészke Formáció	új tagozat	Knauer J.
Kökényesi Rétegtag	^k _(k) J ₁		új rétegtag	
Cservári Tűzkő Rétegtag	^c J ₁	Úrkúti Mangánérc Formáció	új rétegtag	Knauer J.
Istvánaknai Tagozat	^v _i J ₁	Vasasi Márga Formáció	új tagozat	Chikán G.
Basagödöri Tagozat	^v _i J ₁			
Mázasaházi Tagozat	^v _m J ₁			
Nyárasaháti Tagozat	^v _n J ₁			
Hosszúparragi Tagozat	^v _h J ₁			
Kerékhelyi Tagozat	^{hh} _k J ₁	Hosszúhetényi Mész márga Formáció	új tagozat	Chikán G.
Disznólukaki Tagozat	^{hd} J ₁			
Szénároki Tagozat	^{hs} J ₁			
Templomhegyi Tagozat	^m J ₁	Mecsekúdasdi Homokkő Formáció	új tagozat	Chikán G.
Aranyhegyi Tagozat	^m _a J ₁			
Zengővári Tagozat	^m _z J ₁			
Csókakői Mészke Formáció	^c J ₂		új formáció	Császár G., Pereg Zs.
Máriakéméndi Formáció	^m J ₂		új formáció	Konrád Gy., Koloszár L.
Pátrói Formáció	^{pt} J ₂₋₃		új formáció	Rálišchné Felgenhauer E.
Lökvölgyi Formáció	^{lv} J ₂₋₃		módosított név	Pelikán P.

3. táblázat. folytatás
Table 3. continuation

Új egységjavaslat	Szimbólum	Mely egység része	Javaslat jellege	Javaslattevő
Mónosbéli Formációcsoport	^M J ₂₋₃		módosított kor	Pelikán P.
Csipkéstetői Radiolarit Formáció	^{cs} J ₂₋₃	Mónosbéli Formációcsoport	módosított kor	Pelikán P.
Bükkzsérei Formáció	^{bz} J ₂₋₃			
Mónosbéli Formáció	^m J ₂₋₃			
Vaskapui Homokkő Formáció	^{vk} J ₂₋₃		új kor	
Oldalvölgyi Formáció	^{ov} J ₂₋₃		módosított kor és jel	
Rooskavölgyi Formáció	^r J ₂₋₃		új formáció	
Szélhegyi Mészke Formáció	^{sh} J ₃			
Csetényi Mészke Rétegtag	^(c) K ₂	Zirci Mészke Formáció	új rétegtag	K nauer J.
Szilvágyi Tagozat	^j K ₃	Jákói Márga Formáció	új tagozat	Jocháné Földényi F.
Nagygyenyeli Tagozat	ⁿ K ₃	Ugodi Mészke Formáció	új tagozat	
Rendeki Tagozat	^r K ₃	Polányi Márga Formáció	új tagozat	
Inkei Formáció	^{ik} K ₃		új formáció	Rálschné Felgenhauer E.
Gyékényesi Alcarolit Formáció	^g K ₃		új formáció	
Rozsdáserpenyői Trachit Formáció	^r K		új formáció	Balla Z.

Új formáció:

Vászolyi Formáció, ^vT₂

A Vászolyi Formáció a korábbi hivatalos litosztratigráfiai felosztásokban a Buchensteini Formáció tagozataként szerepelt (BUDAI in: HAAS 1993, GYALOG 1996), a rétegcsoport formáció rangon történő elkülönítésére a Balaton-felvidék térképezésének lezárulását követően került sor (VÖRÖS et al. 1997, BUDAI et al. 1999). A formáció néhány méter vastagságú bázisrétegeit alkotó krinoideás mészkő éles határral települ a középső-anisusi platformkarbonátokra. E fölött néhány méter vastag tufás összlet, majd világosdrapp vagy világosszürke, pados, gumós mészkő települ („vászolyi mészkő”). Az anisusi medencék területén a Vászolyi Formációt túlnyomórészt tufa, meszes tufit, illetve azok agyagosodott málladéka alkotja („pietra verde”), amelyben lenesék, gumók vagy zsinórok formájában kovás mészkő települ. A Felsőörsi Mészkeből a vulkanit mennyiségének fokozatos növekedésével fejlődik ki, és a fedő Buchensteini Formáció felé is folyamatos átmenetet mutat a gumós mészkő uralomra jutásával. Kora késő-anisusi–kora-ladin. Vastagsága a Balaton-felvidéki típusú területen 20 m körüli, míg a Veszprémi-fennsík és a Keleti-Bakony platformterülete felé 10 m-re csökken.

Új formáció:

Inotai Formáció, ⁱⁿT₂

Várpalotától ÉK felé, a Keleti-Bakony triász vonulatában nyomozható ladin vulkanoklasztit rétegsort BUDAI et al. (2001b) önálló egységként javasolta elkülöníteni. Az Inotai Formáció fokozatosan fejlődik ki a fekvő felső-anisusi–alsó-ladin Vászolyi Formációból. Alsó szakaszát bentonitosodott tufa, tufa és tufás márga alkotja, amelyben krinoidea-vázlemek, egyes szintekben krinoideás mészkőrétegek fordulnak elő. A fölötté települő rétegsor

túlnyomórészt vulkanoklasztitból épül fel, a zöldesszürke homokkőben gyakoriak a vulkanit anyagú kavicsok és a szenesedett növénymaradványok. A vulkanoklasztit fölött szürke, féregjáratos–daonellás márga következik, erre települ a formáció fedőjét alkotó, vékony bentonitosodott tufarétegekkel tagolt, biogén Berekhegyi Mészke Tagozat (Füredi Mészke Formáció). A formáció javasolt alapszelvénye az inotai Hideg-völgy útbevágása, hivatkozási szelvénye a Várpalota Vpt-3 (13,3–71,4 m) és a Bakonykúti But-2 (4,5–93,7 m) fúrás. Kora középső-ső–késő-ladin, vastagsága 45-50 m.

Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció, ^{sh}T₂

Új tagozat:

Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozat, ^{sh}T₂

A Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció uralkodóan neutrális lávából és változatos genetikájú vulkanoklasztitból álló rétegvulkáni összletében alárendelten megjelenő savanyúbb (riolitos) változatokat különítettük el **Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozat** (^{sh}T₂) néven az északbükk-antiklinális területén.

Új formáció:

Várhegyi Formáció, ^{vh}T₂

A formáció alsó szakaszán savanyú, riolitos-dácitos láva és piroklastikum váltakozik világosszürke mészkővel, erre fekete márga és sötétszürke mészkő laminitzerű váltakozása, majd legfelül a vulkáni anyag áthalmozódásából keletkezett agyagkő és homokkő települ. Ezt a szakaszt vékony radiolarit közbetelepülések tagolják. Radioláriák alapján a formáció a felső-ladinba sorolható. Vastagsága néhány 10 m. A felsőtárkányi Csák-pilis–Várhegy–Tiba-hegy vonulatban ismert, ahol a Felsőtárkány Ft-7 jelű fúrás 172,0–231,2 m között, közel 60 m vastagságban harántolta.

Új formáció:

Murakeresztúri Tufahomokkő Formáció, ^{mu}T₂

A formáció túlnyomó részét tufás homokkő alkotja, amelyben a kőzet mintegy 70%-át kitevő riolitklasztok mellett kőzettöredék (kvarcit, mészkő és agyagkő), valamint több cm nagyságot is meghaladó méretű radioláriás agyagkőtöredékek fordulnak elő. A radioláriás agyagkő betelepülésként is megtalálható a tufás homokkőben. Esetenként homokos kötőanyagú mészkő- és agyagkőklasztos breccsák és finomkristályos mészkőrétegek is előfordulnak. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. A „wengeni típusú” formációt a Murakeresztúr Mu-1, a Nagybakónak Nab-2, valamint a Budafa B-502 fúrás harántolta. Vastagsága nem ismert. Radioláriák alapján a ladin emeletbe sorolható.

KÖZÉPSŐ–FELSŐ-TRIÁSZ

Új formáció:

Somi Mészkő Formáció, ^{so}T₂₋₃

A formációt uralkodóan autigénbreccsás világos-, sötét- és barnásszürke mészkőrétegek építik fel. Az anisusi platform megszakítás nélküli folytatásának tekinthető, amelynek rétegsorában nincs vulkáni működésre utaló üledék (wettersteini típusú platform). A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Típusfeltárása a Som-1 fúrás 961–1172 m között, a Nagyberény K-6 685–1019 m között harántolta. Kora — foraminifera faunája alapján — ladin-karni.

Új formáció:

Sávolyi Mészkő Formáció, ^{sa}T₂₋₃

A formáció rétegsorának túlnyomó részét sötétszürke mészkő alkotja, laminites márga betelepülésekkel. Jellegzetessége továbbá a mikrites mészszipa hullott, részben devitrifikálódott üvegtufa, a radioláriás tűzköves mészkő, valamint a bontott intermedier-bázisos tufa és tufit, amely a felszakadt meszes üledékekkel keveredik. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Teljes vastagsága nem ismert, a Sávoly Sáv-9 fúrás kb. 500 m-t haladt benne. A néhány meghatározható foraminifera alapján a formáció kora ladin, de átnyúlhat a karni elejére.

Új formáció:

Iharosberényi Mészkő Formáció, ^{ih}T₂₋₃

A formáció alsó szakaszát szürke, barnásszürke mészkőrétegek alkotják, agyagosabb, vastagpados és autigén breccsás betelepülésekkel. E fölött a szürke agyagos mészkő lemezes betelepülésekkel váltakozik. A vastagabb rétegekben korallmaradványok, esetenként bioturbáció észlelhető. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Az Iharosberény Ib-1 fúrás 97 m-t fűrt bele, máshonnan nem ismert, így vastagságára sincs adatunk. Foraminifera-együttese alapján a ladin emelet felső és a karni emelet alsó szakaszába tartozik.

Új név, Darnóhegyi Radiolarit F.

néven már megjelent formáció (GYALOG 1996):

Dallapusztai Radiolarit Formáció, ^{da}T₂₋₃

A Darnó-hegy környékén feltárt vörös, rétegzett radiolaritokat soroljuk ide, vékony vörösgyag betelepülésekkel (DOSZTÁLY L. in GYALOG 1996). Vastagsága 20–30 m, kora kora-ladin-középső-nori. Az új név bevezetésére azért van szükség, mert a miocén (eggenburgi) Darnói Konglomerátum Formáció név (BÁLDI 1983) prioritást élvez.

Új kor:

Füredi Mészkő Formáció, ^{fu}T₂₋₃

Új tagozat:

Berekhegyi Mészkő Tagozat, ^bT₂₋₃

A Balaton-felvidék alsó-karni, medencefáciesű mészkőkifejlődését, a Füredi Mészkő Formációt a Veszprémi-fennsík peremén a platformperemi fáciesű, gradált mészkő- és márgarétegek váltakozásából álló **Berekhegyi Mészkő Tagozat** (^bT₂₋₃) képviseli. Az allopatikus karbonát anyaga a heteropikus Budaörsi Dolomit platformjáról származik. A tagozat rétegtani helyzete az ammoniteszek (*Celtites epolensis*) és a foraminifera-együttés alapján késő-ladin-kora-karni (HAAS et al. 2000, BUDAI et al. 2001a).

Új formációcsoport:

Vértesi Formációcsoport, ^{vs}T₂₋₃

A Kelet-Bakonyban, a Vértesben és azok előterében — részben a felszínen, részben kainozoos képződményekkel fedetten — a mezozoos alaphegység tömegének túlnyomó részét sekélytengeri fáciesű dolomit alkotja. A több tíz km széles pásztában követhető, legalább 2500–3000 m vastagságú, különböző korú dolomitokból felépülő összlet tagolása helyenként csak bizonytalanul vagy egyáltalán nem végezhető el. A középső-felső-triász sekélytengeri rámpa-, illetve platform-fáciesű karbonátokkal részben heteropikus, déli-bakonyi, medencefáciesű képződmények (az Iszkahegyi, a Felsőörsi, a Buchensteini, a Füredi és a Veszprémi Formáció) ugyanis ÉK felé fokozatosan elvékonyodnak és kiékelődnek. A Vértesi Formációcsoport az alsó-anisusitól a Dachsteini Mészkőig terjedő dolomitösszletet foglalja tehát magába, része az Aszófői Dolomit, a Megyehegyi Dolomit, a Budaörsi Dolomit, a Sédvölgyi Dolomit és a Fődolomit Formáció.

Új formáció:

Csákberényi Formáció, ^{ca}T₂₋₃

A Csákberényi Formáció a Vértes DK-i peremét alkotó triász vonulatban követhető a felszínen. Kifejlődése alapján két, egymással heteropikus fáciesű különíthető el. Csákberénytől Gántig mészmárga, mészkő, tűzköves mészkő, szürke, bitumenes mészkő, dolomárga, tűzkőlemezes dolomit alkotja a formációt. Innen Csákvárig drapp, szürke, lila, afanerites szövetű, brachiopodás–molluskás dolomit építi fel. Közvetlen

feküje a Budaörsi Dolomit Formáció, fedőjében DNY-on a Veszprémi Márga, ÉK-felé pedig a Veszprémi Márgával összefogazódó Sédvölgyi Dolomit települ. Vastagsága 35–50 méterre becsülhető. Foraminiferák alapján (Oraveczné Scheffer A. szóbeli közlése szerint) a felső-ladin–alsó-karniba sorolható.

Új formáció:

Tilospusztai Andezit Formáció, ^uT₂₋₃

A Polgárdi Mészke és a Budaörsi Dolomit Formációban ismert piroxénos, amfibolos andezitből álló szubvulkáni, 0,5–10 m vastag kőzettelérek, illetve azok határán kialakult diopszidos–vezuviános szkarnt soroljuk a formációba. Felszínen a polgárdi mészkebánya tárja fel, felszín alatt a bánya körzetében számos fúrás, valamint a Budaörs Bö–1 fúrás harántolta. A korábban eocénnek tekintett andezites magmatizmus radiometrikus (K/Ar) kora a polgárdi kőfejtőben 212,6 millió, a budaörsi fúrásban 186 millió év. Az esetleg fiatalodott koradatok, a ladinból ismert intermedier tufák, valamint hogy a Bö–1 fúrásban a Budaörsi Dolomitba települ. A radiometrikus koradatok és a települési helyzet alapján középső–késő-triász kora valószínűsíthető

FELSŐ-TRIÁSZ

Felsőtárkányi Mészke Formáció, ^hT₃

Új tagozat:

Hollóstetői Mészke Tagozat, ^hT₃

Belvácsi Dolomit Tagozat, ^hT₃

Rónabükki Mészke Tagozat, ^rT₃

Pelágikus intraself medence fáciesű, szürke, pados, helyenként tűzköves mészke, márga közbetelepülésekkel. Mikrofácies ostracodás-szivacsstűs és radioláriás-filamentumos. Mélydiagenetikus-anchizonális metamorfózis hatására gyűrt, egyes zónákban palásodott. A Déli-Bükken a Bervai Mészke települő, medencefáciesű mészkeket soroljuk ide. A recski mélyszinti fúrásokban és vágatokban feltárt filamentumos mészke a Conodontadatok alapján szintén ide tartozik. Vastagsága 300–500 m, kora karni–nori (–rhaeti).

Tagozatai: a Keleti-Bükken a korábban önálló formációba sorolt sekélyvízi, vastagpados, karni korú **Hollóstetői Mészke Tagozat** (^hT₃), a mészkeből másodlagosan képződött, piszkosfehér, cukorszövetű dolomitból álló **Belvácsi Dolomit Tagozat** (^hT₃), valamint a korábban szintén önálló formációba sorolt, már mélyebb vízi, vékonypados, több márga- és tűzköbetelepüléses, nori korú **Rónabükki Mészke Tagozat** (^rT₃).

Új formáció:

Újudvari Márga Formáció, ^uT₃

A formációt sötétszürke márga, homokos mészke és mészke építi fel. Részben platformszegély, részben sekély intraplatform medence fáciesű képződmény. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Vastagsága nem ismert. Foraminifera faunája alapján a karni cmeletbe sorolható.

Új formáció:

Igali Formáció, ⁱT₃

A formációt szürkésbarna, világosszürke, helyenként ooidos, autigénbreccsás mészke, szürke dolomit, részlegesen dolomitosodott mészke, laminites mészke és dolomitmárga, dolomitos kötőanyagú, dolomit- és mészkeklasztos breccsa, breccsás mészke, valamint sötétszürke, erősen breccsásodott márga és homokos mészke építi fel. Mikrofácies-vizsgálatok alapján egy nagyterjedésű karbonátos platform és környezetének minden faciéstípusa felismerhető. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Teljes vastagsága nem ismert, az Igal Ig–7 fúrás mintegy 750 m vastagságban tárta fel. Foraminifera faunája, valamint a ritkán előforduló Megalodontaceae kagylók alapján nori–rhaeti korú.

Fődolomit Formáció, ^fT₃

Új tagozat:

Padkői Dolomit Tagozat, ^fT₃

Padkői Dolomit Tagozat (^fT₃) néven különítettük el a Fődolomit nagy tömegben bioklasztokat és dasycladaceákat tartalmazó változatát a Keszthelyi-hegységben, amely a felső-nori Rezi Dolomittal részben összefogazódik (CSILLAG et al. 1995, BUDAI et al. 1999).

Dachsteini Mészke Formáció, ^dT₃

Új tagozat:

Nézsai Mészke Tagozat, ⁿT₃

Nézsai Mészke Tagozat (ⁿT₃) névvel a Dachsteini Formáció tagozataként javasoljuk elkülöníteni a Csővári-rög területén előforduló (és a „nagyonkoidos” Dachsteini Mészkevel összefogazódó), zátony fáciesű, fehér, világosszürke, rosszul rétegzett, tömeges kifejlődésű biogén mészkeket. Ebben kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő szivacsok, hydrozoák, magányos (*Montlivaltia* sp.) és telepes (*Thecosmilia* sp.) korallak, emellett molluszkák, brachiopodák (*Rhynchonella arpadica*), echinoideák, krioideák és foraminiferák is előfordulnak (ORAVECZ 1963). A tagozat rétegtani helyzete bizonytalan (felső-karni?), vastagságára és települési helyzetére nem állnak rendelkezésre adatok.

TRIÁSZ–JURA

Csővári Mészke Formáció, ^cT₃–J₁

Új tagozat:

Pokolvölgyi Dolomit Tagozat, ^pT₃

A Csővár Csv–1 fúrásban a Csővári Formáció alsó (522,0–622,0 m közötti) szakaszán leírt sötétszürke, lemezes, bitumenes, tűzköves dolomitot HAAS et al. (1997a) **Pokolvölgyi Dolomit Tagozatként** (^pT₃) különítette el. A dolomitosodott kőzet eredeti, radioláriás filamentumos reliktszövege helyenként felismerhető, ennek alapján faciése hasonló a fedő, medence-kifejlődésű Csővári Mészkeéhoz. A feké „vashegyi dolomittal” tektonikusan érintkezik, a fedő Csővári Mészkebe az átmenete folyamatos. Korjelző értékű ősmaradvány nem

került elő belőle, települési helyzete alapján a karni emeletbe (felső-juli–alsó-tuvali) tartozik.

Új formáció:

Hosszúvölgyi Bazalt Formáció, ^{hvt}T–J

A Darnó-hegyen előforduló bázisos, kis részben ultra-bázisos összetételű magmás kőzetek ideiglenes összefoglaló neve.

Az eredeti helyzetükben legalul elhelyezkedett kőzetek az átbuktatott helyzetű ofiolit-szelvény felső szintű gabbróját képviselik. A gabbró közép- és finomszemcsés, bázisos plagioklásszal és augittal, vékony sávokban olivingabbró és wehrlit is megjelenik. Kisebb mikrogabbrótestek, valamint nagyszámú dm-es, m-es nagyságrendű dolerit- és bazalttelérek is előfordulnak. A felső szakaszon néhány száz méter vastag bazalt fordul elő (hialoklasztit, párnaláva és tömeges változat), amely néhány tíz méter vastag agyagpalával, radiolarittal és kovapalával váltakozik. A kőzetek fő- és nyomelemtartalma egyaránt az óceánközépi-hátsági bazaltokéhoz hasonló összetételre utal.

A vöröses, hólyagos (mandulaköves) bazaltot egyes szerzők triász korúnak tartják, mivel olisztosztrómákban triász mészkövekkel együtt fordul elő, míg a vörös-zöld foltos, nem mandulaköves, pillow bazalt a radiometriai koradatok alapján jura korú. A magmás kőzeteken meghatározott radiometrikus korok három maximuma: a gabbró és dolerit esetében 160–175 millió és 140 millió év, a bazalt esetében 100–105 millió év.

JURA
ALSÓ-JURA

Új formáció:

Jómarci Mészkő Formáció, ^jJ₁

Sekélytengeri eredetű (sekély szublitorális, platóperemi medence fáciesű), onkoidos, foraminiferás mészkő. Uralkodóan világosszürke, ritkán sötétebb szürke vagy halványrózsaszínes árnyalatú. Tömeges megjelenésű; wackestone-packstone mikrofáciesű, a mikropatitá átkristályosodott alapanyagban rendezetlenül, osztályozatlanul helyezkednek el a 2 mm átmérőt is elérő onkoidok, foraminifera vázak, embriónális csiga és kagyló, valamint brachiopoda átmetszetek. Gyakran az ősmaradványok is bekérgeztettek. Mai helyzetének legvalószínűbb értelmezése az egykori üledékgyűjtőbe csúszott nagy lemezszerű tömb (olisztoplaka), de nem kizárt a tektonikus helyzet sem. Önálló formációba sorolását litológiai bélyegei mellett térképezhető nagysága is indokolja.

Egyetlen területen ismert, a Bükkben a Pes-kő-völgy keleti oldalában, a Jómarci-kőnél 400 m hosszú összefüggő testet alkot. A meredek állású kőzettest szélessége (50–80 m) egyben a vastagsága is lehet. A mészkőben található foraminiferák sinemuri-pliensbachi kort jeleznek.

Kisháti Mészkő Formáció, ^kJ₁

Új tagozat:

Kálváriadombi Tagozat, ^k_{kd}J₁

Új rétegtag:

Kökényesi Rétegtag, ^k_(k)J₁

A rendszerint bioklasztos, pados vagy vékonyréteges, lemezes, lencses szerkezetű, vörös, rózsaszín, sárga vagy fehér mészkőnek iszapkő (pelitomorf mudstone) sávokat és plasztiklasztokat tartalmazó, változó mértékben krinoideás változatát **Kálváriadombi Tagozat** (^k_{kd}J₁) név alatt különítettük el.

Ugyancsak ebbe a formációba soroltuk **Kökényesi Rétegtag** (^k_(k)J₁) néven az Úrkúti Formáció fedőjében több szelvényben is megjelenő glaukonitos krinoideás mészkövet.

Úrkúti Mangánérc Formáció, ^úJ₁

Új rétegtag:

Cservári Tűzkő Rétegtag, ^ú_(c)J₁

A formáció csak a Bakonyban, főleg Úrkút és Eplény környékén ismert, lokális litofáciest képvisel. Úrkúton a Hierlatzi Mészkő fölött települ. A főtelep maximum 12 m vastagságú, de az úrkúti Csárda-hegy karsztos töbreiben elérhetette az 50 m-t is. Alsó-toarci. Felső, márgás szintje, az ún. „fedőmárga” számos fúrásban elkülöníthető. Az Úrkúti Formációt alkotó fekete, karbonátos és oxidos mangánérc tartalmú agyag és márga összletet — elsősorban az úrkúti területen — egy jellegzetes, vastartalmú tűzkőpad zárja, amelyre a **Cservári Tűzkő Rétegtag** (^ú_(c)J₁) elnevezést javasoljuk.

Vasasi Márga Formáció, ^vJ₁

Új tagozat:

Istvánaknai Tagozat, ^v_iJ₁

Basagödöri Tagozat, ^v_bJ₁

Mázsaházi Tagozat, ^v_mJ₁

Nyárásháti Tagozat, ^v_nJ₁

Hosszúparragi Tagozat, ^v_hJ₁

A Vasasi Formáció a mecseki kőszénösszlet fölött települő transzgressziós tengeri üledéksor, amely elsősorban homokkőből, márgából és mészmárgából, ezek különböző módon váltakozó együtteséből áll. A Mecsekben a következő öt egységre osztható: alul kovás homokkő (**Istvánaknai Tagozat**, ^v_iJ₁), feljebb szferosziderites agyagmárga, gryphaeás homokkő padokkal (**Basagödöri Tagozat**, ^v_bJ₁), majd leveles agyagmárga (**Mázsaházi Tagozat**, ^v_mJ₁), fölötté kőzetlisztes márga, mészmárga padokkal (**Nyárásháti Tagozat**, ^v_nJ₁), végül pados mészmárga (**Hosszúparragi Tagozat**, ^v_hJ₁) következik. Az összlet alsó része „fedőhomokkő”, felső része „fedőmárga”, az egész sorozat „kőszénfedő összlet” néven volt a korábbi irodalomban ismert. Fáciese sekély szublitorális és sekély bathiális közötti. Vastagsága 300–900 m (DNy felé vastagszik). Kora: középső-sinemuri.

Hosszúhetényi Mészmárga Formáció, ^{hh}J₁

Új tagozat:

Kerékhelyi Tagozat, ^{hh}_kJ₁
Disznólukaki Tagozat, ^{hh}_aJ₁
Szénárokai Tagozat, ^{hh}_sJ₁

A Hosszúhetényi Formáció a következő három tagozatra osztható: alul szürke, sötétszürke foltos, pados, többnyire kőzetlisztes mészmárga (**Kerékhelyi Tagozat, ^{hh}_kJ₁**), feljebb kőzetlisztes márga és mészmárga települ néhány mm-es vastagságú krinoideás, homokos lencsékkel, krinoideás homokkő és meszes aleurolit közbetelepülésekkel (**Disznólukaki Tagozat, ^{hh}_aJ₁**). A formációt szürke, foltos, vékonyréteges márga és mészmárga váltakozása zárja (**Szénárokai Tagozat, ^{hh}_sJ₁**).

Mecseknádasdi Homokkő Formáció, ^mJ₁

Új tagozat:

Templomhegyi Tagozat, ^mJ₁
Aranyhegyi Tagozat, ^m_aJ₁
Zengővári Tagozat, ^m_zJ₁

A mély szublitorális, magasabb részében sekély bathiális, karbonátos homokkő, meszes aleurolit és márga, mészmárga rétegekből álló formáción belül a következő három, tagozat rangú egység különíthető el: szürke, pados, finomszemű, főként karbonát anyagú (krinoideás), gradált homokkő (**Templomhegyi Tagozat, ^mJ₁**), lemezes, meszes aleurolit (**Aranyhegyi Tagozat, ^m_aJ₁**), kőzetlisztes foltos márga és mészmárga (**Zengővári Tagozat, ^m_zJ₁**).

KÖZÉPSŐ–JURA

Új formáció:

Csókakői Mészke Formáció, ^cJ₂

A formációt hasadékkitöltés formájában megjelenő, fakóbb vagy sötétebb vörös színű, általában tömeges kifejlődésű, gyengén rétegzett, uralkodóan mikrites szövetű, néha krinoidea-hintéses, kivételesen fehér, durva krinoidea-elemekből álló lencsékét is tartalmazó, esetleg kissé gumós jellegű mészke alkotja. Legjobb feltárásai a móri Csóka-hegyen, a Vértes DNy-i letörésén, a Dachsteini Mészke és a Fődolomit hasadékaiban mutatkoznak. A hasadékok mentén a kőzet jelentős mennyiségben tartalmaz néhány cm nagyságú Dachsteini Mészke törmelékdarabokat (CSÁSZÁR, PEREGI 2001).

Új formáció:

Máriakémei Formáció, ^mJ₂

Sekélybathiális kifejlődésű, szürke, rideg mészke, zöldagyag betelepülésekkel, krinoideás lencsékkel. A Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen, kiemelt helyzetben Szederkény, Máriakéme, Monyoród, Székelyszabar környékén felszínen is előforduló képződmény, amelyet legnagyobb vastagságban (553,0 m) a sombereki Smb–1 jelű fúrás tárt fel.

KÖZÉPSŐ–FELSŐ–JURA

Új formáció:

Pátrói Formáció, ^pJ₂₋₃

A formációt barnásszürke, sötétszürke kovapala, szericitpala, agyapala és radiolarit rétegek váltakozása építi fel. Alsó részében intraklasztit vagy mikrobreccsa jellegű mély, disztális lejtő fáciesű mészke betelepülések (olisztolit?), felső részében erősen átalakult, kovásodott, vékony vulkanit erek gyakoribbak. Esetenként metahomokkő-lencsék és vékony rétegek is előfordulnak. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Valódi vastagsága nem ismert, az Iharosberény Ib–I fúrás 77 m vastagságban harántolta. Radiolariák alapján a középső–felső-jurába sorolható.

Módosított név:

Lökvölgyi Formáció, ^{lv}J₂₋₃

A korábbi **Lökvölgyi Pala Formáció** nevet Lökvölgyi Formációra javasoljuk módosítani, mivel több kőzettípus (aleurolit-pala, homokkőpala, konglomerátum) jellemzi. Vastagsága 300–500 m között változó. Közvetlen koradat nem ismeretes belőle, kora a települési helyzet alapján késő-dogger–malm.

Módosított kor:

Mónosbéli Formációcsoporthoz, ^mJ₂₋₃

Módosított korú formáció:

Csipkéstetői Radiolarit Formáció, ^{cs}J₂₋₃

Bükkzsérci Formáció, ^{bz}J₂₋₃

Mónosbéli Formáció, ^mJ₂₋₃

A mélytengeri, főként fekete aleurolitból és mészke-törmelékéből álló formációcsoporthoz rövid leírása már megjelent (PELIKÁN P. in GYALOG 1996) felső-jura besorolásban. A formációcsoporthoz valamennyi formációja késő-dogger–malm, ezért módosítottuk a formációcsoporthoz és valamennyi formációjának korát késő-juráról középső–késő-jurára. A formációcsoporthoz tartozó formációk is bővültek, az eddig is a formációcsoporthoz tartozó **Csipkéstetői, Mónosbéli, Oldalvölgyi, Bükkzsérci Formáció** mellett a korábban kora-jurába sorolt **Vaskapui Homokkő Formációt (^{vk}J₂₋₃)** és az újonnan javasolt **Rocskavölgyi Formációt (^rJ₂₋₃)** is ide soroljuk.

Új kor:

Vaskapui Homokkő Formáció, ^{vk}J₂₋₃

Világosszürke kovásodott homokkő, szénült növény-töredékekkel, néhol szenesagyag-rétegekkel. Gabbro-intrúziók nyomultak bele. A Mónosbéli Formációcsoporthoz bázisán, a Lökvölgyi Formáció fölött települ, azzal részben összefogazódva. Az epizodikusan durvábbá váló terrigén törmelékbeáramlás terméke. Vastagsága ennek megfelelően rendkívül változó, legnagyobb ismert vastagsága 80 m. Elsősorban Szarvaskő környékén, a gabbro-intrúziók körzetében fordul elő, de megtalálható Bükkzsérctől északra és északkeletre is. Korábban liász korúnak tartották (PELIKÁN P. in GYALOG 1996), újabb térképezési adatok

eredményképpen, a települési helyzete alapján soroljuk a Mónosbéli Formációcsoportba.

Módosított kor és jel:

Oldalvölgyi Formáció, ^{ov}J₂₋₃

Mélyvízi kifejlődésű fekete, palás aleurolit és mudstone, alárendelten wackestone–packstone mikrofáciesű, sötétszürke mészkőrétegek sűrű váltakozása. A mészkövekben gyakori a fekete tüzkő. A DNY-i Bükkben szinte mindenütt megtalálható. Jellemző fűrésa a Mónosbél Mb–3. Korát késő-juráról középső–késő-jurára, illetve jelét ^oJ₃-ról ^{ov}J₂₋₃-ra módosítjuk (az Óbányai Mészkő Formáció ^oJ₂ jelével való összetéveszthetőség miatt).

Új formáció:

Rocskavölgyi Formáció, ^rJ₂₋₃

Mélytengeri fáciesű fekete, palásodott aleuritos agyagkő, a formációra jellemző, változatos méretű vas- és mangánkarbonátos gumókkal, lencsékkel. Ezek a lencsék a felszínen fekete-barna halmazokká oxidálódnak. Összefüggően a szarvaskői magmás vonulat mindkét oldalán, valamint a bükki Nagy-fennsík északnyugati lábánál, a Kelemen széke – Horotna-völgy – Szalajka-völgy közötti területen fordul elő nagy kiterjedésben. A délnyugati hegység részben mindig bázisos magmatitok közelében jelenik meg. Az erősen gyűredezettség és a lehatárolás bizonytalansága miatt vastagsága nem állapítható meg, de valószínűleg nem haladja meg a 100 métert.

FELSŐ-JURA

Új formáció:

Szélhegyi Mészkő Formáció, ^{sh}J₃

Világos (fehér vagy szürkés-, alárendelten világosvörös) színű, ősmaradványokban, főként ammoniteszekben és brachiopodákban gazdag mészkő („titon hierlatz mészkő”). A fauna lényeges elemei a finomra őrölt krinoidea-vázelemek. A Bakonyban és a Gerecsében fordul elő. Kora-tithon. Vastagsága legfeljebb néhány méterre tehető.

KRÉTA

Zirci Mészkő Formáció, ^zK₂

Új rétegtag:

Csetényi Mészkő Rétegtag, ^z(_o)K₂

A változatos biogén alkotókból, illetve azok törmelékéből álló platform- és mélyebb szublitorális fáciesű Zirci Mészkő bázisán lévő orbitolinás mészkövet **Csetényi Mészkő Rétegtag** (^z(_o)K₂) néven különítettük el a Bakonyban.

Jákói Mária Formáció, ^jK₃

Új tagozat:

Szilvágyi Tagozat, ^jK₃

A szürke, rosszul rétegzett márga, agyagmárga, kőzetlisztes márga, mézsmárga felépítésű formáció sűrű

mészkőbetelepüléssel változtat **Szilvágyi Tagozat** (^jK₃) néven különítettük el a Zalai-medencében. Ebbe a tagozatba soroltuk a Sümeg–Csabrendek térségében elterjedt-mészkőgumós márga kifejlődést is.

Ugodi Mészkő Formáció, ^uK₃

Új tagozat:

Nagylengyeli Tagozat, ^uK₃

A világos sárgásszürke, uralkodóan rudisták vázából, illetve azok váztöredékéből álló, vastagpados szerkezetű, platform fáciesű mészkő sötétszürke, sötétbarna, lejtő fáciesű, bioklasztos változatát **Nagylengyeli Tagozat** (^uK₃) néven különítettük el a Zalai-medencében.

Polányi Mária Formáció, ^pK₃

Új tagozat:

Rendeki Tagozat, ^pK₃

A többnyire jól rétegzett, szürke márgából, mézsmárgából és agyagos mészkőből felépülő formáció uralkodóan mészkő kifejlődésű, helyenként tömeges *Exogyra* faunát tartalmazó kifejlődését **Rendeki Tagozat** (^pK₃) néven különítettük el a Zalai-medence K-i és a Déli-Bakony Ny-i részén.

Új formáció:

Inkei Formáció, ⁱK₃

A formációt finomtörmelékes kötőanyagú, polimikt breccsa és konglomerátum alkotja. A klasztok anyaga uralkodóan triász és jura mészkő, kova- és szericitpala, savanyú és intermedier vulkanoklasztit, szerpentinit. A mészkőklasztok egy része karni korú radioláriákat tartalmaz. A Közép-dunántúli szerkezeti egységben fordul elő. Teljes vastagsága nem ismert, az Inke I–I fűrés mintegy 460 m-t haladt benne. Kora kőzettani analógiák alapján késő-kréta, esetleg fiatalabb.

Új formáció:

Gyékényesi Aleurolit Formáció, ^gK₃

A formációt szürke, kovás kötőanyagú homokos aleurolit, valamint kevesebb karbonátos, homokos aleurolit alkotja, kevés apró kvareszemcsével és sok mészkőtöredékkel (kőzetliszttől kavics méretig, pirittal sűrűn telehintve). Esetenként gyengén csillámos. Tengeri és édesvízi fossziliákat egyaránt tartalmaz. A primitív plankton-foraminiferák késő-kréta, santon–campani kort valószínűsítene. A gyékényesi Gyék–1 fűrés 4652–4675 m között, 23 m vastagságban harántolta, a sávolyi Sáv–2 fűrésben is elkülöníthető, teljes vastagsága nem ismert.

Új formáció:

Rozsdásserpenyői Trachit Formáció, ^rK

A Mórággyi-rög területén szubvulkáni telérek mind a Mórággyi, mind az Ófalui Formáció paleozoos kőzeteiben ismertek. A felszíni kibúvások domináns kőzete trachit

(„bosztonit”), a legutóbbi kutatások során fúrásokkal feltártak trachandezit. A telérek legna-gyobb vastagsága 2–6 m, felszínen akár több száz méteren keresztül követhetők. Csapásuk általában párhuzamos az ÉK–DNy-i irányú Mecsekalja-övvvel, dőlésük közel függőleges. Ezek a szubvulkáni telérközetek nem korrelálhatók közvetlenül a Kisújványi-szinklinális alsó-kréta magmás képződményeivel, bár összetételük hasonló a Mecsekjános Bazalt Formáció egyes közettípusaihoz, ezért soroltuk ezeket önálló formációba.

KAINOZOIKUM

PALEOGÉN

A paleogén litosztratigráfiai egységekre vonatkozó javaslatokat a 4. táblázat foglalja össze.

EOCÉN

A Dunántúli-középhegység eocén litosztratigráfiai egységeinek laterális és vertikális elterjedését, valamint azok egymáshoz való kapcsolatát a 2. ábra szemlélteti.

ALSÓ-KÖZÉPSŐ-EOCÉN

Új kor:

Gánti Bauxit Formáció, $^{\#}E_{1-2}$

Új tagozat:

Csabpusztai Bauxit Tagozat, $^{\#}E_{1-2}$
Oszlopi Bauxit Tagozat, $^{\#}E_2$

A Gánti Bauxit Formáció kifejlődési jellege alapján két egységre különíthető el. A **Csabpusztai Bauxit Tagozatban** ($^{\#}E_{1-2}$) eredeti településű, pelitomorf és pelitomorf intraklasztos bauxitlepek és teleprészek fordulnak elő, kora cuis-i–kora-lutetiai. Az **Oszlopi Bauxit Tagozatot** ($^{\#}E_2$) bauxitkonglomerátum és -homokkő építi fel, pelitomorf bauxit alapanyaggal és rétegekkel. Gyakran a Csabpusztai Bauxitra települ, vagy nyelveket alkot benne. Lutetiai korú.

KÖZÉPSŐ-EOCÉN

Dorogi Formáció, dE_2

Új tagozat:

Bajnai Tagozat, dE_2
Annavölgyi Tagozat, dE_2

A folyóvízi–tavi–lápi, barnakőszéntelepes Dorogi Formáció alsó szakaszát alkotó, terasztrikus kifejlődésű **Bajnai Tagozat** (dE_2) A Bajnai Tagozat fekéjében általában néhány m vastag az alaphegység anyagából származó dolomit, alárendeltesen mészkő vagy tűzkő anyagú breccsa, egyes területeken áthalmozott bauxitos alapanyaggal települ. Rétegsorának jelentős része szürke, barna vagy sárga–vörös–lila–zöld színű tarkaagyagból épül fel, aleurit, homokos agyag, homokkő és édesvízi mészkő közbetelepülésekkel. Az alaphegység egyenetlen, denudációs felszínére települ. Szeszélyesen változó vastagsága Lábatlan környékén a legnagyobb (30–70 m), attól K-re és

DK-re csökken. Ez a Dorogi formáció Nagyegyházi Tagozata (dE_2), amellyel a Bajnai Tagozat a Dorog-medencétől D-re fogazódik össze. A tagozat egyik jellegzetes képződménye a kaolinos homokkő és kaolinos agyag. A kaolinos homokkő fehér vagy világosszürke, általában közepesen vagy rosszul osztályozott, gyakran aprókavicsos, kaolinos agyaggal és tarkaagyaggal váltakozik (MUNTYÁN, MUNTYÁNNÉ 1985).

A Dorogi Formáció túlnyomó részét kitevő kőszéntelepes összetételre az **Annavölgyi Tagozat** nevet javasoljuk (dE_2), amelyet a kőszéntelepek („Paulina-, Mórítz-, Leontina-telep”), és az azokat elválasztó (agyag, márga, aleurit anyagú) meddő közbetelepülések építenek fel.

Új formáció:

Kisgyóni Formáció, $^{\#}E_2$

Új tagozat:

Szalmavári Tagozat, $^{\#}E_2$
Dórahegyi Tagozat, $^{\#}E_2$
Rudolfházi Homok Tagozat, $^{\#}E_2$
Szarvaskúti Tagozat, $^{\#}E_2$

Paralikus kőszénösszetétel, amely a kifejlődési terület jelentős részén alsó és felső széntelepes összetételre oszlik (**Szalmavári Tagozat, $^{\#}E_2$**), ezeket vastag homok- vagy tarkaagyag-réteg választja el egymástól, amely néhol az alsó telepcsoport kőzeteinek törmelékét tartalmazza (**Dórahegyi Tagozat, $^{\#}E_2$**). E két tagozat NyÉNy felé a strandhomok fáciesű, uralkodóan homokból, ritkábban kavicsos homokból vagy tűzkőtörmelékéből álló **Rudolfházi Homok Tagozatba** ($^{\#}E_2$), Ny felé pedig a tengeri faunás szakaszokat is tartalmazó, litológiaiailag rendkívül összetett (homok, kavics, tűzkőtörmelék, nummuliteszes, homokos mészkő) **Szarvaskúti Tagozatba** ($^{\#}E_2$) megy át. Ez utóbbinak egyik változata a *mangánérc-törmelék-fácies* Eplényben. A formáció korábban a Dorogi Formáció része volt, a Rudolfházi Tagozattal együtt, illetve annak ideiglenes tagozataként volt elkülönítve. A formáció vastagsága néhány 10 m, késő-lutetiai–kora-bartoni korú.

A Dorogi Formáció nagyjából édesvízi mocsári–lápi, csak a felső telep esetében paralikus kőszéntelepeivel, a telepek közt gyakori édesvízi mészkő és mészmárga lencsékkel szemben a Kisgyóni Formáció valamennyi széntelepe paralikus, meddő közbetelepülései csökkentsósvízi, esetenként tengeri fauna és nannoplankton elemeket tartalmaznak, s felépítésük sajátossága a helyenként jelentős vastagságot elérő homok és homokos aleurit kifejlődés. Az eltérő felépítés és genetika indokolja az önálló formációként való elkülönítést. [Egyes vélemények (Bernhardt B. szóbeli közlése) szerint ez az elkülönítés nem indokolt].

Csolnoki Formáció, cE_2

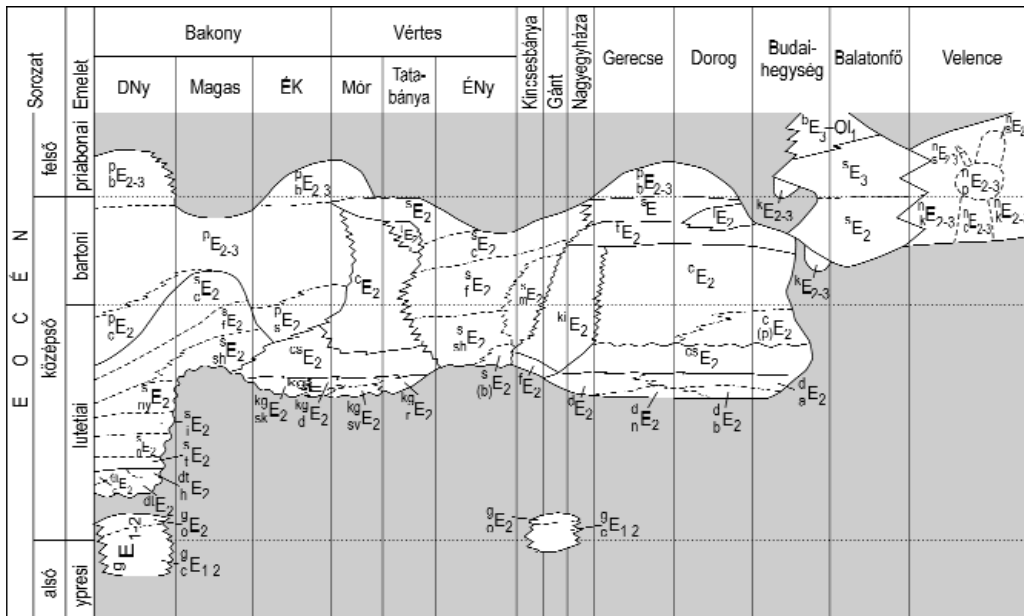
Új rétegtag:

Pusztavámi Rétegtag, cE_2

A szürke, egyveretű, jól rétegzett, sekélytengeri – mély neritikus fáciesű, agyagmárgából és márgából álló formáció alsó harmada jellegzetesen glaukonitos, amely több medence területén is elkülöníthető (**Pusztavámi Rétegtag, cE_2**).

4. táblázat. A paleogén képződmények új egységei
Table 4. Proposed new Palaeogene lithostratigraphic units

Új egységjavaslat	Szimbólum	Mely egység része	Javaslat jellege	Javaslattevő
Gánti Bauxit Formáció	^g E ₁₋₂	Gánti Bauxit Formáció	új kor	Knauer J.
Csabpusztai Bauxit Tagozat	^{cs} F ₁₋₂		új tagozat	
Oszlói Bauxit Tagozat	^o E ₂			
Bajnai Tagozat	^b F ₂	Dorogi Formáció	új tagozat	Budai T.
Annavölgyi Tagozat	^a E ₂			
Kisgyóni Formáció	^{kg} E ₂	Kisgyóni Formáció	új formáció	Knauer J.
Szalmavári Tagozat	^{sg} F ₂			
Dórahegyi Tagozat	^{dp} E ₂			
Rudolfházi Homok Tagozat	^{rh} F ₂			
Szarvaskúti Tagozat	^{sk} E ₂			
Pusztavámi Rétegtag	^p F ₂	Csolnoki Formáció	új rétegtag	Selmeczi I.
Sűrűhegyi Tagozat	^s E ₂			
Felsőgallai Tagozat	^f F ₂	Szőci Mésző Formáció	új tagozat	Bernhardt B., Gyalog L. Kecskeméti T., Gyalog L. Kecskeméti T., Gyalog L. Tóth K., Gyalog L.
Cseszneki Tagozat	^c E ₂			
Magyaralmási Tagozat	^m E ₂			
Bakonyoszlói Rétegtag	^{s(b)} F ₂		új rétegtag	Knauer J.
Balátai Homokkő Tagozat	^p E ₂₋₃		Padragi Márga Formáció	új tagozat
Szentkirályi Márga Tagozat	^s F ₂			
Csabrendeki Márga Tagozat	^p E ₂	új kor		Knauer J., Gyalog L., Gyalog L., Horváth I.
Kápolnásnyéki Andezit Tagozat	ⁿ F ₂₋₃	Nadapi Andezit Formáció	új tagozat	Gyalog L., Horváth I.
Óbaroki Bauxit Formáció	^o Ol ₁	Csatka Formáció	új formáció	Knauer J.
Csatka Formáció	^c Ol ₁₋₂		új kor	Gyalog L.
Sárisápi Tagozat	^s Ol ₁		új tagozat	Budai T.
Szápári Tagozat	^s Ol ₁₋₂		új kor	Gyalog L.
Szolimánhegyi Konglomerátum Tagozat	^{sh} Ol ₁₋₂		új tagozat	Knauer J.
Mányi Formáció	^m Ol ₁₋₂		új kor	Gyalog L., Budai T.
Mogyorósi Tagozat	^m Ol ₁		Mányi Formáció	új tagozat
Egri Formáció	^e Ol ₂ -Mer	Egri Formáció	új kor	MRB Oligocén Albizottsága
Andornaktályai Tagozat	^a Ol ₂ -Mer		új tagozat	Nagymarosy A.



2. ábra. A Dunántúli-középhegység eocén képződményeinek litosztratiográfiai tagolása (Less Gy., Gyalog L.)
Az új egységek jele félkövér, a régieké dőlt betűtípussal. A táblázatokban nem szereplő egységek földtani indexe: ^{cs}E₂: Csornyai F.; ^{ki}E₂: Kincsesi F.; ^fE₂: Tokodi F.; ^eE₂: Lencsehegyi F. ^hE₂₋₃: Kosdi F.; ⁿE₂₋₃: Nadapi Andezit F. Cseplekhegyi Diorit T., ^sE₂₋₃: Sorompóvölgyi Andezit T.; ^pE₂₋₃: Pázmándi Metaszomatit T.; ^eE₃: Szépvölgyi Mésző F.; ^bE₃-Ol₁: Budai Márga F.

Figure 2. Eocene lithostratigraphic units of the Transdanubian Range (Gy. Less, L. Gyalog)
Symbol of the new units by bold, of the old ones by cursive letters

Szöci Mészke Formáció, ^sE₂

Új tagozat:

Sűrűhegyi Tagozat, ^{s_h}E₂**Felsőgallai Tagozat, ^fE₂****Cseszneki Tagozat, ^cE₂****Magyaralmási Tagozat, ^mE₂**

Új rétegtag:

Bakonyoszlopi Rétegtag, ^{s_(b)}E₂

A dunántúli-középhegységi cocén sorozat egyik legnagyobb területi elterjedésű, jellegzetes képződménye a sárgásszürke mészke, agyagos mészke, mészmárga felépítésű Szöci Formáció, amelyben kőzetalkotó mennyiségben dúsulnak a nummuliteszek és egyéb nagyforaminiferák. Korábban már definiált tagozatai (GYALOG 1996) mellett **Sűrűhegyi Tagozat** (^{s_h}E₂) néven különítettük el a Bakony ÉK-i részén és a Vértes ÉNy-i szárnyán elterjedt jellegzetes kifejlődését, a biogén detrituszos („mezozoos küllemű”) mészkevet. A *Nummulites perforatust* tömegesen tartalmazó, ún. perforatusos mészke a **Felsőgallai Tagozat** (^fE₂), a fölötté települő, *Nummulites millicaput* fajt és *Discocyclinát* tartalmazó mészke, mészmárga sorozatra, az ún. millicaputos mészke a **Cseszneki Tagozat** (^cE₂) elnevezést javasoljuk. A Vértes DK-i szárnyán a Szöci Mészke alsó szakaszát lemez, vékonyréteges miliolinás mészmárga és mészke alkotja (**Magyaralmási Tagozat**, ^mE₂). A bauxittelepek fölött és a telepek közvetlen környezetében a formáció bázisán lagúna fáciesű mészkeből, bauxittörmelékes mészkeből és/vagy sziklásparthi breccsából álló képződmény található (**Bakonyoszlopi Rétegtag**, ^{s_(b)}E₂).

Padragi Márga Formáció, ^pE₂₋₃

Új tagozat:

Balátai Homokkő Tagozat, ^bE₂₋₃**Szentkirályi Márga Tagozat, ^sE₂**

Új kor:

Csabrendeki Tagozat, ^cE₂

A túlnyomó részben szürke, zöldesszürke aleuritos, helyenként tufás, bentonitos tufit betelepülésekkel tagolt Padragi Márga Formáció magasabb részén új tagozatként elkülönítve) vastag finomszemű homokkő szakaszok jelennek meg (**Balátai Homokkő Tagozat**, ^bE₂₋₃). Molluszkában gazdag — a középső-cocén szakaszára korlátozódó — kifejlődését új tagozatként, **Szentkirályi Márga Tagozat** (^sE₂) néven különítjük el. Mivel a *Csabrendeki Tagozat* (^cE₂) a formáció alsó részén települ, a tagozat korát középső-felső-cocénról középső-cocénra pontosítjuk.

Nadapi Andezit Formáció, ⁿE₂₋₃

Új tagozat:

Kápolnásnyéki Andezit Tagozat, ^kE₂₋₃

A formáció rétegvulkáni összletét biotit-amfibolandezit, -agglomerátum, -tufa, -tufit, piroxéndandezit, dácit alkotja, amelyet a szubvulkáni képződményektől önálló

tagozatként, **Kápolnásnyéki Andezit Tagozat** (^kE₂₋₃) néven különítettük el (GYALOG, HORVÁTH 2000, 2004). A rétegvulkáni összlet a lovasberényi fúrásokban (Lb-I és Lb-II) középső-felső-cocén fossziliákat tartalmazó üledékekkel fogazódik össze laterálisan.

OLIGOCÉN

A Dunántúli-középhegység ÉK-i részén az oligocén képződmények litosztratigráfiai tagolását, laterális és vertikális elterjedését, valamint egymáshoz való kapcsolatukat a 3. ábra szemlélteti.

Új formáció:

Óbaroki Bauxit Formáció, ^oOI₁

Áthalmazott, pelitomorf vagy bauxittörmelékes, kavicsos, esetenként szenesedett növénytörmelékkel tartalmazó bauxit. Elsősorban a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén elterjedt, de a Bakony ÉK-i részén is előfordul. Feltételezen ide sorolható a Csabrendek környéki, másodlagosan áthalmazott bauxit is. Legfiatalabb fekvője a Szöci Mészke, fedője a Mányi vagy Csatkai Formáció. Vastagsága általában 1–2 m, max. 20 m.

Új kor:

Csatkai Formáció, ^cOI₁₋₂

Új tagozat:

Sárisápi Tagozat, ^sOI₁**Szolimánhegyi Konglomerátum Tagozat, ^{s_h}OI₁₋₂**

Tagozat új kora:

Szápári Tagozat, ^sOI₁₋₂

A Csatkai Formáció, és vele együtt a széntelepeket tartalmazó Szápári Tagozat rétegtani helyzetét a korábbi felső-oligocén–alsó-miocénról alsó-felső-oligocénra módosítjuk (^cOI₁₋₂, illetve ^sOI₁₋₂). Felső szakaszának miocén kora korábban sem volt bizonyított, a bakonyi területen a legalsó-miocén rétegeket a Somlővásárhelyi Formációba tartozónak tartjuk (ugyancsak ebbe a formációba soroljuk a korábban *Noszlopi Tagozatba* sorolt barnakőszéntelepes betelepüléseket is). A biztosan oligocénbe sorolt Mányi Formáció ugyanakkor általában rátelepül vagy összefogazódik vele.

A ciklusos felépítésű teresztrikus (fluviatilis) törmelékes sorozat jellegzetes, meszes konglomerátum padokat tartalmazó bakonyi kifejlődését **Szolimánhegyi Konglomerátum Tagozat** (^{s_h}OI₁₋₂) néven különítettük el.

A Gerecsétől K-re eső medencék területén a Csatkai Formáció alsó tagozataként különítjük el az oligocén bázisán kifejlődött, meglehetősen változatos litológiai felépítésű összletet (**Sárisápi Tagozat**, ^sOI₁). A tagozatot uralkodóan zöld-vörös-lila-sárga tarkaagyag és aleurilit, alárendeltebben homokkő, konglomerátum és breccsa alkotja. A fekvőjét alkotó mezozoos alaphegység, illetve az cocén képződményekre eróziós diszkordanciával települ. Rétegtani fedője a Mányi Formáció, azon belül gyakran a Mogyorósi Tagozatként elkülönített

szételepes összlet. A tagozat egyik jellegzetes képződménye a Sárisáp környékén fejtett, és annak tágabb környékén megkutatott kaolinos homokkő és kaolinos agyag, amelyet korábban a „nem típusos” Hárshegyi Homokkő Formációhoz soroltak (KORPÁS 1981, BÁLDI 1983, MUNTYÁN, MUNTYÁNNÉ 1985). Ennek a kifejlődésnek a litológiai jellege és fáciése azonban idegen a Hárshegyi Homokkőétől, annak elterjedési területétől független, izolált foltokban fordul elő. Laterálisan tarkaagyaggal fogazódik össze, amiért a Csatkai Formációba történő sorolását tartjuk indokoltnak. A tagozat vastagsága Dorog környékén 10–30 m közötti.

Új kor:

Mányi Formáció, ^mOl₁₋₂

Új tagozat:

Mogyorósi Tagozat, ^mOl₁

A formáció uralkodóan meszes aleurit, agyagos aleurit, homok és homokkő váltakozásából áll, helyenként konglomerátummal, kőszénzsinórokkal tagolva. Litosztratigráfiai elkülönítése a Törökbálinti Formációtól meglehetősen problematikus a Gerecse és a Budai-hegység között, ezért a későbbiekben a két formáció összevonását javasoljuk. Megjegyezzük, hogy SZTANÓ et al. (1998) munkájában a „Mányi Homok Tagozatot” a

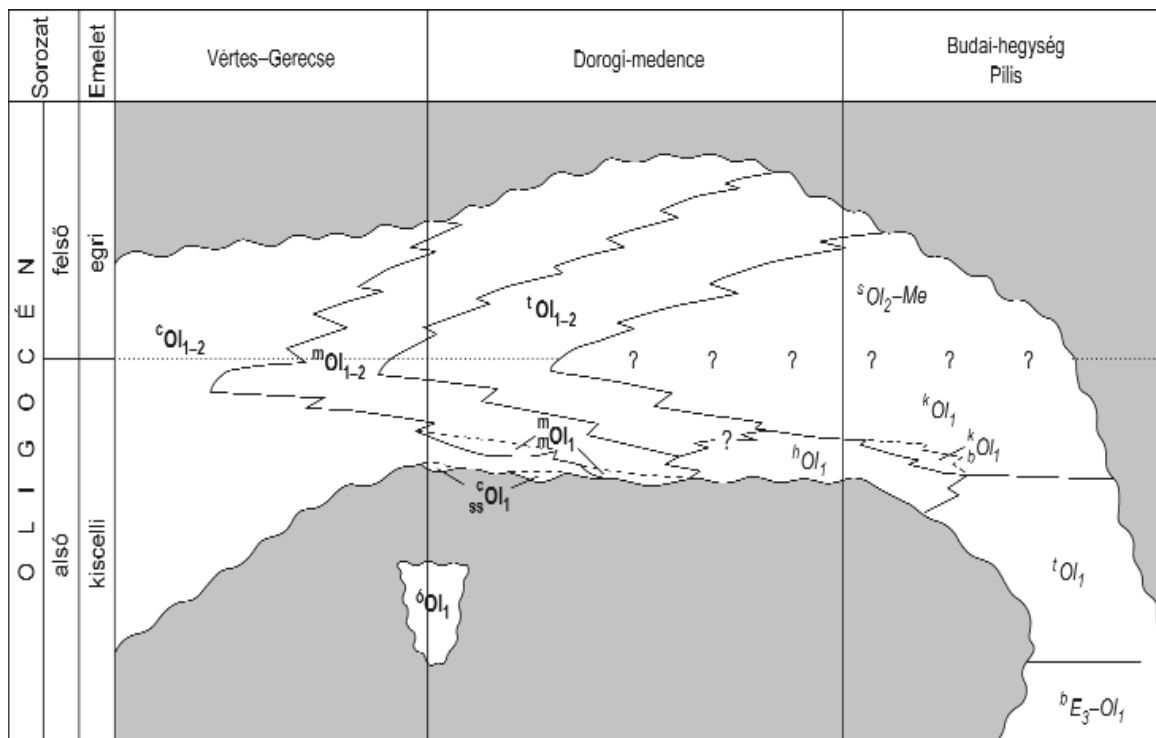
„Törökbálinti Homokkő Formáció” részének tartja. A Mányi Formáció rétegtani kiterjesztése az alsó-oligocénre a Dorogi-medence fúrásainak rétegsora alapján indokolt, ahol fedőjében helyenként Kiscelli Agyag települ.

A Mányi Formáció rétegsorának alsó harmadában (ritkábban a formáció bázisán) néhány (legfeljebb 10) méter vastagságban szételepes összlet települ, amelyet **Mogyorósi Tagozat (^mOl₁)** néven különítünk el. Kőzettani összetétele barnakőszén, szenes agyag, molnuszka márga. Az eddigi hivatalos litosztratigráfiai felosztás (CSÁSZÁR 1997) ezt a szételepes összletet részben a *Hárshegyi Formáció Esztergomi Tagozatába*, részben a *Mányi Formáció Vértessomlói Tagozatába* sorolta, lényegében földrajzi megfontolás alapján. Ez utóbbi tagozatneveket egyben megszüntetésre javasoljuk, mivel ezekkel szemben a „Mogyorósi” elnevezés prioritást élvez (HANTKEN 1865).

Új kor:

Törökbálinti Formáció, ^tOl₁₋₂

A túlnyomórészt durva- és finomszemű homokkőből, alsó részén homokkő és agyag váltakozásából álló rétegsor kora a Dorogi-medencében mélyült fúrásokban észlelt települési helyzet alapján feltehetően kiterjed a kor-oligocénre is.



3. ábra. Az oligocén képződmények litosztratigráfiai tagolása a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén (Budai T., KORPÁS 1981 és SZTANÓ et al. 1998 felhasználásával)

Az új egységek jele félkövér, a régieké dőlt betűtípussal. A szövegben nem szereplő egységek földtani indexe: ^bE₃-Ol₁: Budai Márga F.; ^tOl₁: Tardi Agyag F.; ^hOl₁: Hárshegyi Homokkő F.; ^kOl₁: Kiscelli Agyag F.; ^bOl₁: Budakeszi T.; ^sOl₂-Me: Szécsényi Slír F.

Figure 3. Oligocene lithostratigraphic units of the northeastern part of the Transdanubian Range (T. Budai, after KORPÁS 1981 and SZTANÓ et al. 1998)

Symbol of the new units by bold, of the old ones by cursive letters

OLIGOCÉN–MIOCÉN

Új kor:

Egri Formáció, ^eOl₂–Mer

Új tagozat:

Andornaktályai Tagozat, ^aOl₂–Mer

A formáció rétegeit normálsósvízi-mélyszublitorális molluszkás, aleuritos agyagmárga építi fel, glaukonitos, tufitos homokkő betelepülésekkel, kavicsos turbidit rétegekkel, helyenként lepidocyclinás mészkőpaddal (*Novaji Tagozat*, ⁿOl₂). A korábban önálló formációként elkülönített felső tagozatát (NAGYMAROSY A. in GYALOG 1996, in CSÁSZÁR 1997) az MRB Oligocén Albizottsága a formáció részének tekinti (tagozat rangon), ezért a formáció korát és így szimbólumát is módosítottuk.

A formáció felső tagozataként, **Andornaktályai Tagozat** (^aOl₂–Mer) néven különítjük el a csökkent-sósvízi – sekély lagunáris, ritkán normálsósvízi közbetelepüléseket tartalmazó finom és durvaszemű homok, homokkő, aleurit és magas szervesanyag-tartalmú lagunáris agyag váltakozásából álló rétegsort, melyben ritkán kavicsos betelepülések fordulnak elő. A kora-egri végén és a késő-egriben képződött. Legnagyobb vastagsága 200 m.

NEOGÉN

A neogén litosztratigráfiai egységek esetében külön táblázatban foglaljuk össze az üledékes (5. táblázat) és külön a magmás (6. táblázat) képződmények tagolására tett javaslatokat. Az igen sok új egység így talán jobban áttekinthető.

A neogén magmás képződmények tagolása alapvetően megváltozott — elsősorban az Északi-középhegységben — a korábbiakhoz képest. A három nagy vulkáni területen önálló formációcsoportokat (a Börzsöny–Visegrádi, a Mátrai, illetve a Tokaji-hegységben a Nyírségi, a Hegyaljai és a Tokaji) alakítottunk ki, a Börzsöny–Visegrádi-hegységben és a Tokaji-hegységben formációcsoportonként savanyúból intermedier felé változó közettani összetétellel.

A hegységek peremén és a hegységek közötti medencékben a savanyú tufák az uralkodó képződmények, kevesebb neutrális vulkáni működés nyomaival. Ezeket a tufákat több új rétegtani egységbe soroltuk. A sok új formációjavaslat jelzi az ismeretek jelentős bővülését, de azt is, hogy ezeket a problémákat nem oldottuk meg még maradéktalanul. Feltehetően a savanyú tufa formációk egy része a későbbiekben összevonható.

MIOCÉN

A preszarmata miocén képződmények litosztratigráfiai tagolását a Dunántúli-középhegységben a 4. ábra szemlélteti.

EGRI–EGGENBURGI

Pétevársárai Homokkő Formáció, ^pMer–e

Új tagozat:

Zabari Tagozat, ^pMer–e
Kishartyáni Tagozat, ^kMer–e
Hangonyi Tagozat, ^hMer–e
Ilonavölgyi Tagozat, ⁱMe

A formációt keresztarégtelt vagy pados, csillámos, gyakran glaukonitos homokkő („glaukonitos homokkő”) építi fel, felső szintjében mállott tufa- és bentonitsemcsékkel. Felszíni elterjedési területén (Ipolytarnóc és Ózd, illetve É–D irányban Fülek és Parád között) litológiai alapon négy tagozatra osztható. Tura–Tóalmás–Gödöllő térségében mélyfúrásokból is ismert.

A formáció legalján és középső szintjén, gyakran a Szécsényi Slírral összefogazódva vékonyréteges, agyagmárga közbetelepüléssel, finom- aprószemcsés homokkő, a **Zabari Tagozat** (^pMer–e) fordul elő. E felett és mellett előbb a vastagpados, bioturbált, apró járatokkal átszótt, többnyire glaukonitsemcsés **Kishartyáni Tagozat** (^kMer–e), majd az 1–5 m vastag kötegekbe rendezett, mindig keresztarégtelt, közép-durvaszemcsés homokkő, esetenként kavicsos homokkő, konglomerátum, a **Hangonyi Tagozat** (^hMer–e) fordul elő. A formáció faunás, durvakavi-csos, tufás, tufitos, bentonit-törmelkes felső szintjére BÁLDI (1983) javasolta az **Ilonavölgyi Tagozat** (ⁱMe) megnevezést, ez ugyan terepen viszonylag nehezen különíthető el, viszont megfelel a HÁMOR (1985) által javasolt **Bárnai Tagozatnak**, így prioritás alapján az előbbi nevet javasoljuk. A formáció összvastagsága kb. 200–400 m.

EGGENBURGI

Új formáció:

Darnói Konglomerátum Formáció, ^dMe

Bázisán durvakavicsos konglomerátum, középtájon finomkavicsos durvahomokkő (ditrupás-bryozoás, meszes homokkőzsinórokkal), felső részén durvakavicsos homok (*Ostrea*-padokkal és *Balanus concavus* fajjal) építi fel. A kavicsok anyaga az alaphegységi környezetből származó triász dolomit, radiolarit, bazalt, nummuliteszes mészkő, kvarcit. Transzgressziós bázisképződmény, néhány (max. 20–30) méteres tenger-mélyiségben, a parti sávban képződött. A Darnó-hegyen és környezetében fordul elő. Kora a gazdag molluszkafauna alapján eggenburgi (BÁLDI 1983), vastagsága a darnói Kis-hegyen több mint 50 m.

Új formáció:

Istenmezejei Riollittufa Formáció, ⁱMe

A Pétevársári-medencében (Pétevársáran és Istenmezején), a Mátra É-i oldalán és a Salgótarjáni-medence D-i előterében a Pétevársárai Homokkő Formáció (a glaukonitos homokkő) fölött diszkordánsan 3–6 m vastag kavicsos riollittufa, bentonitos horzsaköves riollittufa,

5. táblázat. Javasolt neogén üledékes litosztratiográfiai egységek

Table 5. Proposed new Neogene sedimentary units

Új egységjavaslat	Szimbólum	Mely egység részec	Javaslat jellege	Javaslattevő
Hangonyi Tagozat	P_hMer-c	Pécsvásárai Homokkő Formáció	új tagozat	Peregi Zs.
Kishartyáni Tagozat	P_kMer-e			Sztanó O.
Zabari Tagozat	P_zMer-c			
Honavölgyi Tagozat	P_iMe			
Darnói Konglomerátum Formáció	dMc		új formáció	Szentpétery I., Radócz Gy.
Somlóvásárhelyi Formáció	$svMc b_1$		új kor	Selmeczi I.
Noszolpi Tagozat	sv_nMc	Somlóvásárhelyi Formáció	új tagozat	Selmeczi I., Gyalog I.
Bántapusztai Formáció	bMo		új kor	Kókay J., Selmeczi I.
Sárréti Tagozat	b_sMo	Bántapusztai Formáció	új tagozat	
Salgótarjáni Barnaköszén Formáció	$stMo k$		új kor	Radócz Gy.
Sajókazai Tagozat	st_iMo	Salgótarjáni Barnaköszén Formáció	új tagozat	
Sajólászlófalvai Tagozat	st_sMo-k			
Alsóvadászi Tagozat	$st_aMo k$		új rétegtag	
Sajómeresei Rétegtag	$st_{(m)}Mo$			
Sajószentpéteri Rétegtag	$st_{(s)}Mo k$			
Aggteleki Vörösagyag Formáció	$stMo Pa$			új formáció
Keresztúri Formáció	$klMk$		új formáció	Chikán G.
Pécsváradi Mészke Tagozat	bd_nMk	Budafai Formáció	új tagozat	Chikán G.
Égcsaljai Kavics Tagozat	cMk	Égyszásgergői Formáció	új tagozat	Radócz Gy.
Zilizi Tagozat	zMk	Garábi Slír Formáció	új tagozat	Radócz Gy.
Nagyoroszi Kavics Formáció	$noMk b$		új formáció	Korpás L.
Borsodbótai Formáció	$biMb_1$		új formáció	Radócz Gy.
Sajóvelezdi Tagozat	$biMb_1$	Borsodbótai Formáció	új tagozat	
Sátai Rétegtag	$bi_{(s)}Mb_1$		új rétegtag	
Bánvölgyi Rétegtag	$bi_{(b)}Mb_1$			
Pusztamiskei Formáció	$pmMb_1$		új kor	
Kolontári Kavics Tagozat	pm_kMb_1	Pusztamiskei Formáció	új tagozat	Selmeczi I., Kókay J.
Szabóhányai Tagozat	pm_sMb_1			
Hidas Barnaköszén Formáció	hMb		új kor	Selmeczi I., Kókay J.
Lonesosi Alginit Tagozat	h_1Mb_2	Hidas Barnaköszén Formáció	új tagozat	
Várpalotai Barnaköszén Tagozat	h_vMb_2			
Meggyeserdői Tagozat	h_mMb_2			
Szentgáli Tagozat	h_sMb_1			Müller P.
Lajtai Mészke Formáció	lMb		új formáció	
Rákosi Mészke Tagozat	l_rMb_2	Lajtai Mészke Formáció	új tagozat	Müller P.
Pécsszabolcsi Mészke Tagozat	l_pMb_1			
Szilágyi Agyagmárga Formáció	$szMb$		új kor	Selmeczi I., Kókay J.
Szurdokpüspöki Formáció	$spMb$		új formáció	Pelikán P.
Gyöngyöspatai Limnokvarcit Tagozat	sp_pMb	Szurdokpüspöki Formáció	új tagozat	Pelikán P.
Sajóvölgyi Formáció	$svMb-Pa_1$		módosított jel	Radócz Gy.
Császtapusztai Tagozat	sv_cMs	Sajóvölgyi Formáció	új tagozat	Radócz Gy.
Hernádvölgyi Agyag Tagozat	$sv_hMs_2-Pa_1$			Pentelényi I.
Bükkszentmártoni Rétegtag	$sv_{(b)}Mb-s$		új rétegtag	Radócz Gy.
Vöröstói Formáció	$vMb Pa_2$		új kor	Csillag G.
Diszeli Bauxit Tagozat	v_dMb-Pa_2	Vöröstói Formáció	új tagozat	Selmeczi I.
Vizvöröstói Vörösagyag Tagozat	v_vMb-Pa_2			
Gomboskai Kovaföld Tagozat	kMs_1	Kozárdi Formáció	új tagozat	Pentelényi L.
Endrődi Márga Formáció	eMs_2-Pa_1		új kor	Jámbor Á.
Zalai Márga Tagozat	$e_zMs_2 Pa_1$	Endrődi Márga Formáció	új tagozat	Jámbor Á.
Megyasói Konglomerátum Formáció	$moPa_1$		új formáció	Pentelényi I.
Rózsaszentmártoni Tagozat	rPa_2	Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció	új tagozat	Tóthné Makk Á., Müller P.
Vértesacsa Tagozat	r_vPa_2			Csillag G., Selmeczi I.
Tengelic Vörösagyag Formáció	$tPl-Qp_2$		módosított kor	Marsi I., Kolozsár L.

6. táblázat. Javasolt neogén magmás litosztratigráfiai egységek

Table 6. Proposed new Neogene magmatic units

Új egységjavaslat	Szimbólum	Mely egység része	Javaslat jellege	Javaslattevő	
Istenmezejei Riolituffa Formáció	ⁱ Me		új formáció	Zelenka T., Radócz Gy.	
Kisgyőri Tagozat	^g _k Mo	Gyulakeszi Riolituffa Formáció	új tagozat	Radócz Gy.	
Bogácsi Tagozat	^b _b Mk	Tari Dácituffa Formáció	új tagozat	Radócz Gy.	
Borsodbalatoni Riodácituffa Formáció	^{bb} Mb ₁		új formáció	Radócz Gy.	
Mátrai Vulkanit Formációcsoport	^M Mk s		új formáció-csoport	Pelikán P., Zelenka T., Pentelényi L., Kozák M., Püspöki Z.	
Nagyhársasi Andezit Formáció	^{nh} Mb	Mátrai Vulkanit Formációcsoport	új formáció	Pelikán P., Zelenka T.	
Gyöngyössolymosi Riolit Formáció	^g Mb			Pelikán P., Zelenka T.	
Csákánykői Andezit Formáció	^{cs} Mb			Pelikán P.	
Karancsi Andezit Formáció	^k Mb			Prakfalvi P.	
Kékesi Andezit Formáció	^{kc} Mb-s			Pelikán P., Zelenka T.	
Börzsöny–Visegrádi Formációcsoport	^B Mb		új formáció-csoport	Korpás L.	
Holdvilágárki Dácituffa Formáció	^{hv} Mb	Börzsöny–Visegrádi Formációcsoport	új formáció		
Csódihégyi Dácit Tagozat	^{hv} _c Mb	Holdvilágárki Dácituffa Formáció	új tagozat		
Apátkútivölgyi Andezit Tagozat	^{hv} _a Mb				
Dobogókői Andezit Formáció	^d Mb	Börzsöny–Visegrádi Formációcsoport	új formáció		
Cserhegyi Andezit Tagozat	^d _c Mb	Dobogókői Andezit Formáció	új tagozat		
Nagyvölgyi Dácituffa Formáció	^{nv} Mb	Börzsöny–Visegrádi Formációcsoport	új formáció		
Nógrádi Dácit Tagozat	^{nv} _a Mb	Nagyvölgyi Dácituffa Formáció	új tagozat		
Nagykoppányi Andezit Tagozat	^{nv} _k Mb				
Magasbörzsönyi Andezit Formáció	^{mh} Mb	Börzsöny–Visegrádi Formációcsoport	új formáció		
Magyarhegyi Amfibolandezit Tagozat	^{mh} _m Mb	Magasbörzsönyi Andezit Formáció	új tagozat		
Magastaxi Amfibol-piroxénandezit Tagozat	^{mh} _t Mb				
Nyírségi Vulkanit Formációcsoport	^N Mb ₂		új formáció-csoport		Pentelényi L.
Sátoraljaújhelyi Riolituffa Formáció	^s Mb ₂	Nyírségi Vulkanit Formációcsoport	új formáció		Pentelényi L.
Mikóházi Riolituffa Tagozat	^s _m Mb ₂	Sátoraljaújhelyi Riolituffa Formáció	új tagozat		
Nyilazóbányai Riolituffa Tagozat	^s _n Mb ₂				
Makkoshotyikai Tagozat	^s _h Mb ₂				
Végardói Riolit Tagozat	^s _v Mb ₂				
Csattantyúi Tagozat	^s _c Mb ₂				
Füzérkajatai Andezit Formáció	^{fk} Mb ₂	Nyírségi Vulkanit Formációcsoport	új formáció		
Vágáshutai Dácit Formáció	^{vh} Mb ₂	Vágáshutai Dácit Formáció	új tagozat		
Szávahegyi Tagozat	^{vh} _s Mb ₂				
Sajóhidvégi Trachit Formáció	^{sj} Mb-s		új formáció	Radócz Gy.	
Felnémeti Riolituffa Formáció	^f Mb s		új formáció	Pelikán P.	
Hársányi Riolituffa Formáció	^{ha} Mb-Pa ₁		új formáció	Pentelényi L.	
Kőkötőhegyi Tagozat	^{ka} _k Mb	Hársányi Riolituffa Formáció	új tagozat		
Bábaszéki Tagozat	^{ka} _b Ms				
Szorosvölgyi Tagozat	^{ka} _s Pa ₁				
Lénárdaróci Riolituffa Formáció	^l Mb ₂ -s ₁		új formáció	Radócz Gy.	
Dubicsányi Andezit Formáció	^{du} Ms ₁		új formáció	Radócz Gy.	

6. táblázat. folytatás
Table 6. continuation

Új egységjavaslat	Szimbólum	Mely egység része	Javaslat jellege	Javaslattevő
Hegyaljai Vulkanit Formációcsoport	^{II} Ms ₁		új formáció-csoport	Pentelényi I..
Szerencsi Riolituffa Formáció	^S Ms ₁	Hegyaljai Vulkanit Formációcsoport	új formáció	
Füzérkomlói Tagozat	^S _I Ms ₁	Szerencsi Riolituffa Formáció	új tagozat	
Erdőhorváti Tagozat	^S _C Ms ₁			
Abaujszántói Tagozat	^S _A Ms ₁			
Kékedi Tagozat	^S _K Ms ₁			
Kishutai Riolit Tagozat	^S _H Ms ₁			
Pálházai Tagozat	^S _P Ms ₁			
Pusztafalui Riodácit Tagozat	^S _T Ms ₁			
Baskói Andezit Formáció	^{ba} Ms ₁	Hegyaljai Vulkanit Formációcsoport	új formáció	
Telkibányai Kálimetaszomatit Tagozat	^{bu} _T Ms ₁	Baskói Andezit Formáció	új tagozat	
Hollóházai Dácit Tagozat	^{bu} _H Ms ₁			
Mádi Dácituffa Tagozat	^{ba} _M Ms ₁			
Mulatóhegyi Andezit Tagozat	^{bu} _B Ms ₁			
Aranyosi Vegyestufa Tagozat	^{ba} _A Ms ₁			
Tokaji Vulkanit Formációcsoport	^T Ms ₂ Pa ₁		új formáció-csoport	Pentelényi I..
Erdőbényei Formáció	^{eb} Ms ₂ -Pa ₁	Tokaji Vulkanit Formációcsoport	új formáció	
Ligetmajori Kovaföld Tagozat	^{eb} _L Ms ₂ -Pa ₁	Erdőbényei Formáció	új tagozat	
Rátkaí Kvarcit Tagozat	^{eb} _R Ms ₂ Pa ₁			
Vizsolyi Riolituffa Formáció	^{vi} Ms ₂ Pa ₁	Tokaji Vulkanit Formációcsoport	új formáció	
Sulyomtetői Riolit Tagozat	^{vi} _S Ms ₂ -Pa ₁	Vizsolyi Riolituffa Formáció	új tagozat	
Amadévári Andezit Formáció	^a Ms ₂ -Pa ₁	Tokaji Vulkanit Formációcsoport	új formáció	
Tarcali Dácit Tagozat	^a _T Ms ₂ Pa ₁	Amadévári Andezit Formáció	új tagozat	
Apróhomoki Bazalt Formáció	^{ah} Pa ₁		új formáció	Pentelényi L.

valamint laminált, vízben átmozgatott tufit található. Kazár környékén összesült ignimbrites tufa fordul elő. Felette keresztretegzett, középszemeses homokkő és szárazföldi vörösgyag-tarkaagyag (Zagyvapálfalvai Formáció) települ, így ezek a tufarétegek idősebbek az ottnangi „alsó-riolituffánál”, a Gyulakeszi Formációtól való elkülönítésüket ez indokolja. A Borsodi-medencében a Felsőnyárádi Formációban is előfordulnak néhány méteres tufarétegek. Típuszelvevénye az istenmezejei Hangyabolyos és Roszkút-tető egykori bentonit külfejtése, ahol a fekü és fedő homokkőösszlet is fel van tárva.

EGGENBURGI-BADENI

Új kor: Somlónásárhelyi Formáció, ^SMe-b₁

Új tagozat: Noszlopi Tagozat, ^NMe

Szárazföldi és édesvízi, mocsári eredetű, szürke, zöldesszürke, tarka, bentonitos, mészesomós agyag, agyagos lignit, homok, kavicsos homok és kavics, molluszkahéjakkal és kovásodott fatörzsekkel. Legnagyobb

vastagsága 130 m. A herend-márkói terület K-i részén a Hidasi Formáció heteropikus fácieseként is megjelenik a formációba sorolható tarkaagyag a Bánd-3 és Bánd-4 jelű fúrásokban, ezért terjesztjük ki a formáció korát a korabadenire is. A korábban a Csatkai Formációba sorolt Noszlop környéki széntelepes rétegeket a Somlónásárhelyi Formáció alsó részébe soroljuk, így annak tagozataként, **Noszlopi Tagozat** (^NMe) néven különítjük el.

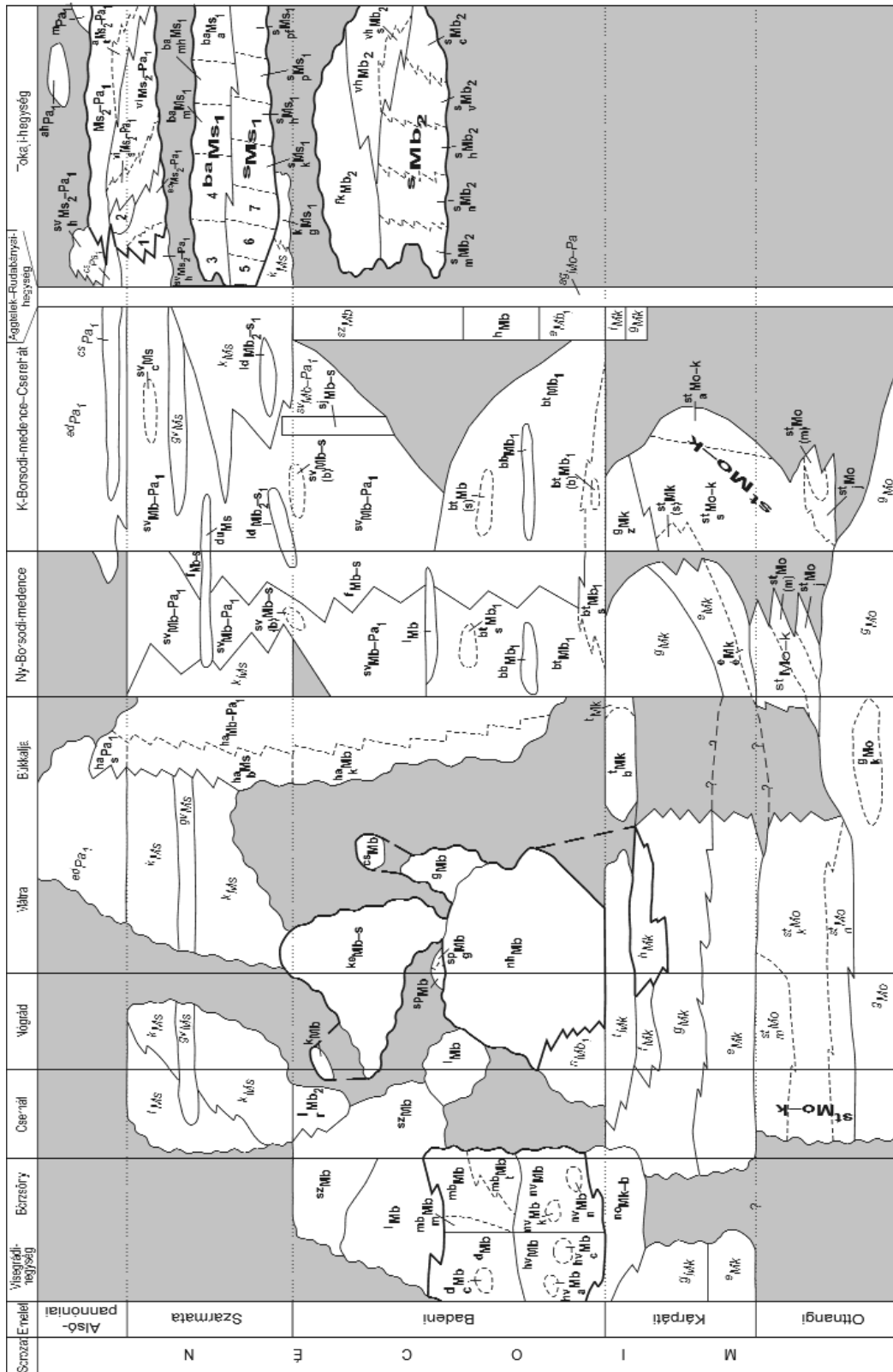
OTTNANGI

Az ottnangi-alsó-pannóniai képződények litosztratiográfiai tagolását az Északi-középhegységben az 5. ábra mutatja be.

Gyulakeszi Riolituffa Formáció, ^GMo

Új tagozat: Kisgyőri Tagozat, ^KMo

A formáció anyaga szürkésfehér, általában homogén, vastagpados, biotitos, horzsaköves, ignimbritesedett, szárazföldi térszínen lerakódott riolit-riodácit ártufa („alsó riolituffa”). Vastagsága 30–200 m közötti. A bukalkjai,



5. ábra. A mioécen, ottmangli-alsó-pannoniai képződmények új litosztratiográfiai egységei az Északkeleti-hegységben (Gyalog L., Pelikán P., Pentelényi L., Radócz Gy., Zelenka T.) Az új egységek jele félkövér, a régiéké dőlt betűtípussal, a régiéke dőlt betűtípussal, a formációcsoportok vastagon keretezve. A táblázatokban nem szereplő egységek földtani indexe: ^hMk: Főti F.; ^hMk: Hasznosi Andezit F.; ^hMb: Nógrádszakali F.; ^hMs: Abonyi F.; ^hMs: Gaigavölgyi Riolitufa F.; ^hMs: Tinnyei F.; ^hPa: Cserehát Riolitufa F.; ^hPa: Edelényi Tarkaagyag F.

Figure 5. Miocene, Ottmangian to Lower Pannonian lithostratigraphic units of the Northern Range (L. Gyalog, P. Pelikán, L. Pentelényi, Gy. Radócz, T. Zelenka) Symbol of the new units by bold, of the old ones by cursive letters, groups thickly framed

$^{st}_n Mo$). Az uralkodóan limnikus széntelepes összlet 3 műrevaló barnakőszéntelepet tartalmaz (a legfelső telep paralikus), köztes meddői uralkodóan szürke, zöldesszürke homok, homokkő (*Kisterenyei Tagozat*, $^{st}_k Mo$), a közvetlen telepfedő és a formációt záró tagozat szenes agyag, halpikkelyes aleurit, életnyomokkal (*Mátranováki Tagozat*, $^{st}_m Mo$).

A Nyugat-Borsodi (Egeresehi-ózdí) és a Kelet-Borsodi- (Sajóvölgyi-) medencében, valamint a Csereháton a formáció további tagolására került sor (RADÓCZ 2000a). Kifejlődése ezen a területen nagyjából paralikus. Itt a széntelepeket elválasztó rétegsorban osztreas, anodontás, uniós lumasellák is találhatóak. Vastagsága 50–200 m. A Kelet-Borsodi-medencében az uralkodóan paralikus széntelepes összlet 5 fő (és 5–7 kísérő) műrevaló barnakőszéntelepet tartalmaz, a telepek között csökkentsósvízi-tengeri aleurit- és homokbetelepülések vannak (**Sajólászlófalvai Tagozat**, $^{st}_s Mo-k$). A IV. és III., valamint a II. és I. telep között — normál sótartalmú tengerben — corbulás-arcás rétegek (homokos aleurit, homok, homokkő) képződtek, melyek az Egyházasgergei Formáció heteropikus fáciesének tekinthetők (**Sajószentpéteri Rétegtag**, $^{st}_s Mk$). A Nyugat-Borsodi-medencében a Kisterenyei Tagozat III. telepe, illetve a Kelet-Borsodi-medencében a Sajólászlófalvai Tagozat V. telepe alatt nagy területen szárazföldi-édesvízi áthalmazott riolittufa, tufás agyag keletkezett a Gyulakeszi Formáció riolittufájának áthalmazásából (**Sajókazai Tagozat**, $^{st}_j Mo$). Amennyiben az áthalmazott tufaösszletben közbetelepült barnakőszéntelep (III/a, illetve V/a telep) is van, azokat **Sajómercsei Rétegtag** ($^{st}_m Mo$) néven különítjük el. A csereháti területen mélyült Alsóvadászi-1 (Av-1) fúrásban 865–1035 m között feltárt rétegsor az alaphegység fölötti vékony barnakőszéntelep fölött vastag, csökkentsósvízi homokos aleuritből áll. Ezt a fauna és a csökkentsósvízi jelleg alapján kapcsolhatjuk a Salgótarjáni Formációhoz (**Alsóvadászi Tagozat**, $^{st}_a Mo-k$).

OTTNANGI–PANNÓNIAI

Új formáció:

Aggteleki Vörösgyag Formáció, $^{as}_m Mo-Pa$

Szárazulati térszínen, miocén savanyú tufák elmállásából keletkezett vörös, lilászvörös, zsíros tapintású vörösgyag-kitöltések, idős mészkőfelszínnek töbreiben és mélyedéseiben. Felső korhatárukat a Borsodi Kavics Formáció jelzi, amelynek alsó részét vörösre színezte Aggtelektől D-re. Az Aggtelek–Rudabányai-hegységben jelentős felszíni elterjedésű. Típuselőfordulása a Baradla-barlangtól ÉNy-ra, a Baradla-tető DNy-i előterében lévő többsor. Vastagsága a nagyobb töbrökben a 60–80 m-t is elérheti.

KÁRPÁTI

Új formáció:

Keresztúri Formáció, $^{kt}_m Mk$

A Mecsek Ny-i, DNy-i előterében előforduló, alig koptatott, durva kőzettörmelékű álló lejtőtörmelék, amelyben a kötő- és köztcsanyag legnagyobb része a dácittufa

lepusztulásából származik. A kőzettörmelék 90%-a kvarcporfir és gránit. Alulról felfelé haladva oxidált színe egyre redukcióvabbá válik, s felfelé haladva a szervesanyag-tartalom is nő. Alsó részén (a szervesanyagban dúsabb részeken) jelentős radiometriai anomália van. Helyenként a Tari Dácittufa Formáció képződményeit közbetelepülésként tartalmazza. Vastagsága 20–100 m.

Budafai Formáció, $^{bd}_p Mk$

Új tagozat:

Pécsváradai Mészkő Tagozat, $^{bd}_p Mk$

Alapvetően két tagozat, a partszegélyi-abráziósparti, síkparti, néhol delta fáciesű homok, kavics, homokkő, konglomerátum (*Budafai Homokkő Tagozat*, $^{bd}_p Mk$, „budafai homokkő”, „felső konglomerátum”), valamint a lagúna fáciesű összefogazódó halpikkelyes agyagmárga, aleurit, finomhomok (*Komlói Agyagmárga Tagozat*, $^{bd}_k Mk$, „dobostorta rétegek”) építi fel a Zalai- és a Dráva-medencében, valamint a Mecsekben, 600–700 m vastagságban. Új tagozatként, **Pécsváradai Mészkő Tagozat** ($^{bd}_p Mk$) néven különítjük el a formáción belül a limnikus parti kifejlődésű, mészkőből, alárendelten homokból és homokkőből felépülő réteggösszletet, amely helyenként kőzetalkotó mennyiségben *Congerina* maradványokat tartalmaz.

Egyházasgergei Formáció, $^{e}_m Mk$

Új tagozat:

Égeraljai Kavics Tagozat, $^{e}_k Mk$

A túlnyomórészt homok, homokkő felépítésű formáció bázisán levő partszegélyi, transzgressziós fáciesű, helyi mészkő és dolomit anyagú, alul homok, felfelé finomodva aleurit, agyag kötőanyagú, gyér tengeri faunát tartalmazó, néhány tíz m vastag kavicsot **Égeraljai Kavics Tagozat** ($^{e}_k Mk$) néven különítjük el a Nyugat-borsodi-medencében. Típusfeltárása a Dédestapolcsány és Nekézseny közötti kavicsbánya.

Garábi Slír Formáció, $^{g}_m Mk$

Új tagozat:

Zilizi Tagozat, $^{z}_m Mk$

A Kelet-borsodi-medence K-i részén — egyetértve NOSZKY (1929) megállapításával — a kőszénösszletre következő „slír”, elsősorban makrofaunája alapján, kevésbé tipikus, mint a Nógrádi-medence térségében, ezért itt **Zilizi Tagozat** ($^{z}_m Mk$) néven különítjük el. A tagozat vastagsága 50–200 m.

Tari Dácittufa Formáció, $^{t}_m Mk$

Új tagozat:

Bogácsi Tagozat, $^{b}_m Mk$

A formáció uralkodóan ártufa kifejlődésű, szürke, szürkésfehér, zöldesszürke, helyenként lilás vagy rózsaszínes árnyalatú, horzsakőlapilliss, a Bükkalján

fiammés változatokkal. Kémiai összetétele a riódácitostól az andezitodácitosisig változhat (SiO_2 60–68%), horzsaköves. Fekvéje a Bükkalján a Gyulakeszi Riolit tufa, a Nógrádi-medencében kárpáti tengeri rétegek. A Bükkalján tagozatként elkülöníthető benne az összesült ártufa (ignimbrit) (**Bogácsi Tagozat**, ¹Mk) ezt a tardi Ta–1, valamint a Bogács–9 fúrás tárja fel (RADÓCZ 1969). A Borsodi-medencében a kora-badeniben hullott, dácitos–riolitos összetételű tufák esetében felmerült a Tari Formációba való sorolásuk, de ezeket jelenleg az önálló, Borsodbalatoni Formációba soroljuk. A formáció átlagosan 30 m körüli vastagságban fejlődött ki, a nyírségi területen mélyült fúrásokban azonban az 500 m-t is eléri.

KÁRPÁTI–BADENI

Új formáció:

Nagyoroszi Kavics Formáció, ^{no}Mk–b

Alluviális törmelékű és tengerparti torkolati zátony faciesű kavics-konglomerátum öszlet közép- és durvaszemű kvarcok, beagyazó anyagban, kötött padjai karbonáttal cementáltak. A közepesen–jól osztályozott, jól kerekített kavicsok átmérője max. 25 cm, átlagosan 3 cm. Összetételükre jellemző a metamorfitok (gneisz, csillámpala, agyagpala, szericitpala, kvarcpala, kovapala, lidit, metahomokkő, metakonglomerátum, különböző kvarctípusok) túlsúlya, de jelentős a karbonátok (mész, dolomit, dolomitos mész, tűzköves mész, tűzköves dolomit), valamint a kovaközetek (radiolarit, tűzkő) mennyisége is. Alárendelt mennyiségben, de gyakoriak a különböző gránit típusok és paleovulkanitok. A formáció felső részén jelennek meg a Nagyvölgyi Dácittufa Formáció vulkanitjai, arányuk felfelé hirtelen válik uralkodóvá. A homok-homokkő apró-középszemű, jól osztályozott, kvarc anyagú, gyakran csillámos. Padosan lemezesen rétegzett, laposan keresztarétegzett. A fauna gyér, főként kagylók (ritkán csigák) rossz megtartású héjtöredékekből áll, de jellegzetes balánuszos és bryozoás szintek is előfordulnak, szórványosan koralltöredékek és tengerisütnüskék is találhatóak. Töredékes szenesedett növénymaradványok, levéltöredékek, uszadékfadarabok, kovásodott fatörzsmaradványok csak egyes szintekben fordulnak elő.

A Börzsöny keleti peremén, illetve elszigetelt fozlányokban a belsejében is a badeni vulkáni öszlet alatt, illetve a kárpáti–badeni Egyházasgergei Formáció felett települ. Kora kárpáti–badeni.

KÁRPÁTI–SZARMATA

Új formációcsoport:

Mátrai Vulkanit Formációcsoport, ^MMk–s

Az Északi-középhegység területén a több kitérésű központú, de egy vulkáni nagyciklust alkotó felső-kárpáti–badeni vulkáni-szubvulkáni képződmények sorolhatók ebbe a formációcsoportba. Ennek megfelelően ide

tartozik a Hasznosi Andezit, a Nagyhársasi Andezit, a Gyöngyössolymosi Riolit és a Kékesi Andezit Formáció (utóbbi 3 a korábbi **Mátrai Formáció** helyett), valamint a szubvulkáni, gránátos, andezites–dácitos Karancsi Andezit Formáció és a karbonátosodott piroxénandezitből álló Csákánykői Formáció. A Tari Dácittufa Formációt, noha benne van a sorozatban, nagyobb területi elterjedése és eltérő vulkanogenetikai jellegei miatt nem vonjuk be a formációcsoportba.

Új formáció:

Nagyhársasi Andezit Formáció, ^{nh}Mb

Rétegvulkáni felépítésű, piroxénandezit-láva, -agglomerátum és -tufa szabálytalan váltakozásából épül fel, több kitérésű központ egymásba halmozódó anyaga („mátrai középső andezit”). A lávaképződmények mennyisége csaknem 50%. Ritkán savanyú (riolit, dácit) piroklasztikum közbetelepüléseket is tartalmaz. A lávaközetek színe uralkodóan szürke, sötétszürke, de jellemző a vörös és a zöld szín is. A piroklasztikumok a portufától a durva agglomerátumig minden kombinációban előfordulnak, színük fehér, vörös, zöld. Jellemző a vulkanizmussal egyidejű, vagy azt követő közetátalakulás (oxidáció, kovásodás, agyag-ásványosodás, kloritosodás, kálimetaszomatózis stb.). A Mátra tömegének nagyobb részét alkotja. Gyöngyösoroszi környékén hidrotermális ércesedés járja át. Ide soroltuk a Keleti-Cserhát nagyterjedésű rétegvulkáni előfordulásait is. A formációra jellemző a Mátraszentimre Msz–II fúrás 186,8–1200 m közti szakasza, a Gyöngyössolymos Gys–5 jelű fúrás a szubvulkáni fáciest is feltárta.

Vastagsága 500–1000 m, de a Petőfibánya Pb–1 jelű fúrásban a 2000 m-t is meghaladja. Rétegtani helyzete alapján alsó-badeni: a Tari Dácittufára települ, fedője a Mátrában a szintén badeni korú Szurdokpüspöki Diatomit, a Gyöngyössolymosi Riolit, illetve a Kékesi Andezit Formáció. A Nyírségben fiatalabb radiometrikus kora (10,2±0,5 millió év) is ismert, amely azonban a szövetben is kimutatható későbbi elváltozás következménye lehet (KOZÁK, PÜSPÖKI 1999a).

Új formáció:

Gyöngyössolymosi Riolit Formáció, ^gMb

Lilás-rózsaszínű, középszemcsés, pados, vastagpados megjelenésű riolit. Uralkodóan láva, néhol folyásos szerkezet is felismerhető. Ritkán perlitese (Gyöngyössolymos, Kis-hegy) és szferolitos (Lőrinci, Mulató-hegy) részleteket is tartalmaz. Inicialis tufával települ a Nagyhársasi Andezitre. A Szurdokpüspöki Diatomit Formáció alsó és középső rétegcsoportját elválasztó 25 m vastag riolit tufa is valószínűleg e formációba tartozik. A Mátrában a középső rétegvulkáni sorozat fölötti, és feltételezhetően a „fedőandezitnél” idősebb riolit és dácit előfordulások tartoznak ide (VARGA et al. 1975, Zelenka T. és Gyalog L. 1996 évi adatai). Típusjelvénye a Gyöngyössolymos Gys–2 jelű fúrás 67,9 m-ig terjedő szakasza. A nyírségi területen a Nagyecsed Necs–1 fúrásban 2554–2843 m között — andezittegek közötti köz-

betelepülésként — közel 300 m vastagságban kovásodott, helyenként piritesedett, fehéresszürke, rozsdabar-na, alsó szakaszán finomszem-csés, mikrokristályos riolit tartozhat ide (KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b). Vastagsága a Mátrában max. 50 m.

Új formáció:

Csákánykői Andezit Formáció, ^{cs}Mb

Világosszürke, durvaszemcsés, karbonátosodott piroxén-andezit. Részben intruzív, részben extruzív keletkezésű, piroklasztikum nem kapcsolódik hozzá. Csak az üvegállomány karbonátosodott, a földpátok labradoritos összetételű plagioklaszok. Színes elegyrészként üde hipersztén és kevés klinopiroxén található benne. A Mátra északi lábánál egymástól elszigetelt kőzettestek formájában jelenik meg (Som-hegy, Pál-bükk, Szállás-hegy, Csákánykő, Györke-tető). Legjobban tanulmányozott feltárása a csákánykői bánya, itt nagymennyiségű, mélyből felhozott idegen kőzetzárványt is tartalmaz. Az andezittestek több feltárásban is láthatóan termokontakt szegéllyel érintkeznek a környező üledékes képződményekkel. Ezek közül a legfiatalabb a Garábi Slír, a Som-hegyen érintkezik a Tari Dácittufával is. Kora bizonytalan, legnagyobb valószínűséggel badeni. Az extruzív testek vastagsága a 200 m-t nem haladja meg.

Új formáció:

Kékesi Andezit Formáció, ^{ke}Mb–s

Sötétszürke, fekete színű, általában tömött szövétű piroxénandezit. Uralkodóan lávakőzet, a piroklasztikum alárendelt. A felszíni málláson kívül más kőzetelváltozást nem szenvedett. Önálló vulkáni ciklus terméke, a Mátrában főként a Nagyhársasi Andezit erodált felszínére, ritkán riolit-ra, az ÉK-i Mátrában néhol közvetlenül a Tari Dácittufára települ („fedőandezit” a Mátrában — VARGA et al. 1975). Ebbe a formációba soroltuk a Mátra északi előterében és a Cserhátban található andezitteléreket is. A nyírségi területen a Nagyecsed Necs–1 jelű fúrás 2101–2554 m között feltárt andezitje párhuzamosítható a mátrai „fedőandezittel”, így ebbe a formációba sorolható. Vastagsága nem haladja meg a 200 m-t. Korára nézve a badeni kor elfogadott, de több újabb radiometriai kormeghatározás (Zelenka T. szóbeli közlése) szarmata kort adott.

Új formáció:

Karancsi Andezit Formáció, ^kMb

Világosszürke–kékesszürke, általában tömbös megjelenésű, ritkábban telérből, szillből és intruzív breccsából álló, szubvulkáni andezit és dácit. Szövege porfíros, alapanyaga felzites-mikroholokristályos. A lakkolitban három kőzettípus különíthető el: belül gránát tartalmú hipersztén amfibolandezit, majd gránát tartalmú biotitos amfibolandezit, végül kívül gránát tartalmú dácit. A kőzettest utóvulkáni hatásra bontott (propilitesedett), hidrotermális telérekben gyenge Pb–Zn–Ag–Au indikációkkal. A karancsi kőbányában

beszáradt kőolajnyomok vannak az andezit repedéseiben. A lakkolit a Szécsényi, Budafoki és Pétervásárai Formáció agyagos–homokos rétegeibe nyomult, azok finomabb szemű rétegeiben exokontakt palákat hozott létre, és üledékeiket részben magával is vonzolta. A Karancs–Medves-hegységben fordul elő (Karancs, zagyvarónai Vár-hegy), a Somskőújfalu Skő–3 jelű fúrás tárta fel nagyobb vastagságban (1347–2217 m között a 6 telér harántolt összvastagsága 224 m).

Radiometrikus (K/Ar) koradatai (13,5±1 és 14,9±1,6 millió év) badeni kort valószínűsítene, párhuzamosítható a Börzsöny hasonló korú, kőzettani összetételű és fáciesű képződményeivel.

BADENI

Új formáció:

Borsodbótai Formáció, ^{bt}Mb₁

Új tagozat:

Sajóvezdi Tagozat, ^{bt}Mb₁

Új rétegtag:

Bánvölgyi Rétegtag, ^{bt}(_b)Mb₁

Sátai Rétegtag, ^{bt}(_s)Mb₁

A formációt a Borsodi-medencében főként alsó-badeni, uralkodóan tengeri fáciesű aleurit, tufás-tufaréteges homokos aleurit („tufás fehér márga”), homok, tufás homok építi fel. A formáció bázisrétegeit néhány m (legfeljebb 30 m) vastag szárazföldi-édesvízi kavics, homok, aleurit (**Sajóvezdi Tagozat, ^{bt}Mb₁**) alkotja, néhol édesvízi mészkölcseccsel (**Bánvölgyi Rétegtag, ^{bt}(_b)Mb₁**). A tengeri összletben partközeli-sekélytengeri homokos aleurit rétegek, majd mélyebb vízi, uralkodóan pteropodás agyagos aleurit rétegek (**Sátai Rétegtag, ^{bt}(_s)Mb₁**) következnek, amelyek részben összefogazódnak, illetve váltakoznak egymással (RADÓCZ 2000b).

A rétegsor felső részén helyenként újra sekélytengeri rétegek fordulnak elő. A tengeri összletben több, max. 60–70 m vastag riodácittufa betelepülés (Borsodbalatoni Formáció) ismert. A formáció átlagos vastagsága 100–300 m, de a nyugat-borsodi Balaton község melletti Darnó-árokban eléri az 500 m-t is.

Új formáció:

Borsodbalatoni Riodácittufa Formáció, ^{bb}Mb₁

A Borsodi-medencében ezideig „középső riolit-tufaként” (Tari Dácittufa Formációként) számontartott, kisebb részben riolit-tufa, nagyobb részben riodácit–dácit-tufa (RAVASZNÉ 1993, BOHN-HAVAS et al. 1998) tartozik a formációba, amely Balaton község környékén 10–70 m vastag (RADÓCZ 2000c). A tufa tengeri üledékes szemcséket is tartalmaz, ÉK felé szétseprűződik. A Bükkalján ismert Tari Dácittufával ellentétben nem tartalmaz összesült ignimbritet. Feltételesem ide soroljuk a Dunántúlon a Berhidai-medencében lévő riodácittufaszinteket is.

Új kor:

Pusztamiskei Formáció, ^{pm}Mb₁

Új tagozat:

Kolontári Kavics Tagozat, ^{pm}Mb₁_k
Szabóbányai Tagozat, ^{pm}Mb₁_s

Főként durva- és középszemű homokkő építi fel, meszes kötésű, a glaukonittól gyakran zöldes árnyalatú. Bázisán durva törmelékes, abráziós báziskavics, illetve konglomerátum települ. Felsőbb szakaszán gyakoribbak az aleurolit- és a márga-betelepülések. Fő elterjedési területe Devecser–Nyirád környéke, Csabrendek–Sümege környékén is előfordul.

Eróziós diszkordanciával és legtöbbször durva bázisréteggel települ az idősebb képződményekre, fedőjében sokszor szintén diszkordánsan települ a vele részben heteropikus Lajtai Mészke.

A medencebelső irányában üledékei finomodnak, és laterálisan átmegy a Tekerési Slír Formációba. Vastagsága átlagosan 50, maximum 200 m (a Gyepükaján Gy-6 jelű fúrásban). Rétegtani kiterjedését a korábbi badenivel szemben az alsó-badenire szűkítjük.

A Devecser–Nyirádi-medence területéről (legnagyobb felszíni elterjedésben Bakonygyepes–Kolontár térségében) ismert partszegélyi kavicsüledékeket **Kolontári Kavics Tagozat** (^{pm}Mb₁_k) néven különítettük el. A formáció partszegélyi homokos kifejlődéseit a Bakonyban — a Várpalota DNY-i részén lévő lelőhelyük után — a **Szabóbányai Tagozatba** (^{pm}Mb₁_s) soroljuk.

Módosított kor:

Hidasi Barnakőszén Formáció, ^hMb

Új tagozat:

Szentgáli Tagozat, ^hMb₁_s
Meggyeserdői Tagozat, ^hMb₂_m
Várpalotai Barnakőszén Tagozat, ^hMb₂_v
Loncsosi Alginit Tagozat, ^hMb₂_l

A kőszénecikkokkal váltakozó huminites agyag, lignit, agyagos lignit, édesvízi molluszkás agyag, alginites agyagmárga sorozatból felépülő formáción belül a Bakonyban a széntelepet és a közvetlen fedőjében települő congeriás–bulimuszos réteget **Várpalotai Barnakőszén Tagozat** (^hMb₂_v), az e fölött kifejlődött édesvízi alginites agyagmárgát **Loncsosi Alginit Tagozat** (^hMb₂_l) néven különítettük el.

A tagozatra jellemzőek a riódácittufa, -tufit köz-betelepülések. A Ny-bakonyi területen javasolt új nevek: **Szentgáli Tagozat** (^hMb₁_s) a Herend–Szentgál környéki és **Meggyeserdői Tagozat** (^hMb₂_m) a Pusztamiske környéki széntelepes összletre. A formáció vastagsága a Bakonyban elérheti a 100–150 m-t, a kőszéntelepek átlagos vastagsága 4–5 m.

Új formáció:

Lajtai Mészke Formáció, ^lMb

Új tagozat:

Pécsszabolcsi Mészke Tagozat, ^lMb₁_p
Rákosi Mészke Tagozat, ^lMb₂_r

Ebbe a formációba vontuk össze az ország területén öt különböző formációba (Rákosi, Pécsszabolcsi, Ebesi, Abonyi és Sámsonházi Formáció) sorolt, de egymástól nehezen különböztethető mészketípust. A régi formációnevek közül a **Rákosi**, a **Pécsszabolcsi** és a **Sámsonházi** megszüntetését javasoljuk. Az újraértelmezett Abonyi és Ebesi Formációba az eddigi egységek törmelékes rétegsorait soroljuk. A Lajtai Mészke Formációt sekélytengeri mészke, algás mészke, kalkarenit, meszes molluszkás homokkő alkotja, márga köz-betelepülésekkel, bázisán helyenként konglomerátummal, máshol márgás szintekkel. Vastagsága 30–100 m. Kora badeni. A formáción belül egyes kifejlődési területeken egyértelműen elkülöníthető alsó (kora-badeni) és felső (késő-badeni) „lajtamészket” önálló tagozatként javasoljuk besorolni **Pécsszabolcsi Mészke Tagozat** (^lMb₁_p), illetve **Rákosi Mészke Tagozat** (^lMb₂_r) név alatt.

Módosított kor:

Szilágyi Agyagmárga Formáció, ^{sz}Mb

Sekély neritikus szürke foraminiferás agyagmárga, gyakran turitellás-corbulás makrofaunával („torton slír”, „turritellás, corbulás agyagmárga összlet”). Laterális összefogozódását a Lajtai Mészke Formációval vékony homokkő és tufitsinórok jelzik. Vastagsága 50–100 m. Mivel a Herendi-medence területén a széntelepes összlet fedőjében települő, 80–100 m összvastagságú, kora-badeni korú, tengeri agyagos aleurit kifejlődést („turritellás-molluszkás agyag” — KÓKAY 1966) is a Szilágyi Agyagmárga Formációba soroljuk (BENCE et al. 1990), így a formáció korát szükségesnek tartjuk kiterjeszteni a késő-badeniről kora-badenire is.

Új formáció:

Szurdokpüspöki Formáció, ^{sp}Mb

Új tagozat:

Gyöngyöspatai Limnokvarcit Tagozat, ^gMb

A badeni tengerből szigetként kiálló vulkánok partján kialakult, a tengertől többé-kevésbé elzárt medencékben felhalmozódott üledékegyüttes. Jellemzően háromsztatú, alul édesvízi-csökkenésvízi, középen tisztán tengeri, felül ismét csökkenésvízi kifejlődésű. A diatomákban gazdag litofáciése (diatomit) a medenceperemeken található, a mélyebbvízű medencebelsőben homokos agyag, agyag, agyagmárga halmozódott fel. Riolituffa-, tufit- és limnokvarcit-rétegek települnek közbe. A középső, tengeri kifejlődésben a Lajtai Mészke Formációval párhuzamosítható mészke-rétegek is találhatóak.

A posztvulkáni kovasavas hévforrásokból és az ezek körül kialakult tavakban kivált gejziritet és limno-

kvarcitot **Gyöngyöspatai Limnokvarcit Tagozat** (^{sp}Mb) néven különítjük el. Rétegzett, gyakran mikrorétegzett, sötétzöld, világoszöld, sárga, vörös színű. Az egyes rétegek opál, kalcedon és mikrokvarcit anyagúak. Jellemző felszíni előfordulásai a gyöngyöspatai Prédikálótető és a gyöngyöstarjáni Köves-domb. Ritkán diatomás közbetelepülések és kovásodott növény-töredékek is találhatóak benne. Feküje a Nagyhársasi Andezit. Legnagyobb felszíni előfordulása a szurdokpüspöki diatomaföld-bánya, mélyfúrás típus-szelvénye a Hasznos H-4 és a Gyöngyöspata Gyp-2 jelű fúrás. Vastagsága meghaladja a 200 m-t, kora őslénytani vizsgálatok alapján badeni.

Új formációcsoport:

Börzsöny–Visegrádi Formációcsoport, ^BMb

A Börzsöny és a Visegrádi-hegység területén KORPÁS L. az eddigi egy rétegtani egység, hivatalosan a **Mátrai Formáció**, illetve nem hivatalosan a terület földtani magyarázójában (KORPÁS 1998) leírt **Börzsönyi és Visegrádi-hegységi Andezit Formáció** helyett egy új formációcsoportot (**Börzsöny–Visegrádi Formációcsoport, ^BMb**), ezen belül 4 formációt, illetve 7 új tagozatot különített el (in GYALOG et al. 2001c).

A Visegrádi-hegységben alul a Holdvilágárki Dácittufa Formáció vulkáni-törmelékes rétegsora települ. Ehhez kapcsolódik a szubvulkáni Csódihegyi Dácit Tagozat, illetve a hasonló fáciesű, de andezites összetételű Apátkútivölgyi Andezit Tagozat. Fölötte a rétegvulkáni, már andezites összetételű Dobogókői Andezit Formáció következik. Ezen belül tagozatként a szubvulkáni Cserhegyi Andezit Tagozat különül el.

A Börzsönyben hasonló a vulkáni komplexum felépítése. Alul a Nagyvölgyi Dácittufa Formáció található, amely üledékes-vulkáni és tömeges piroklasztikum rétegcsoportból áll. Ebből a szubvulkáni és kiömlési (lávadóm felépítésű), dácitos összetételű Nógrádi Dácit Tagozat, illetve a hasonló fáciesű, de andezites összetételű Nagykoppányi Andezit Tagozat különíthető el. Fölötte a Magasbörzsönyi Andezit Formáció piroxénandezit lávpadokkal tagolt, durvatörmelékes piroklasztikuma következik. Ebben tagozatként különítjük el az áttörő leukokrata amfibolandezit-teléreket Magyarhegyi Amfibolandezit Tagozat, a szubvulkáni testeket Magastaxi Amfibol-piroxénandezit Tagozat néven.

Új formáció:

Holdvilágárki Dácittufa Formáció, ^{hv}Mb

Új tagozat:

Csódihegyi Dácit Tagozat, ^{hc}Mb **Apátkútivölgyi Andezit Tagozat, ^{ha}Mb**

A formáció több vulkáni egységből áll, anyaga kezdetben andezites, majd dácitos összetételű piroklasztikum, főként tufa, kevés sekélytengeri üledékekkel. A képződmények keletkezése négy vulkáni fázisra tagolható.

Az *elsőben* főként vékonyréteges, hullott andezittufa képződött lapillikkal, járulékos litikus elegyrészekkel (ez freatomagmás piroklasztitszórás eredménye lehet). A *második fázisban* a freatomagmás összlet felső részébe keresztrétegzett völgykitöltő üledék vágódott be, ez kb. 10% idegen (főleg mészkő és andezit anyagú) elegyrészt is tartalmaz (ez egy alapi torlóár üledéke, vagy ennek gyors folyású vízben áthalmozott változata lehet). Erre tömeges, alig rétegzett, horzsaköveket és gránátos biotitdácit lito-klasztokat tartalmazó réteg települ (horzsakő- és hamuárüledék). A *harmadik szakaszban* vékonyrétegzett, jól osztályozott amfibolandezit-tufa, majd blokk- és hamuár-üledék, végül áthalmozott piroklasztitok keletkeztek. A *negyedik fázisban* először horzsaköveket és andezit lapilliket tartalmazó üledék (kristályos üvegtufa mátrixszal), majd piroxénandezit összetételű horzsakő- és hamuár üledéke (ignimbrit) keletkezett. Végül áthalmozott piroklaszt-árüledékek következnek, a szemcsék (klasztok) körüli agyagos bekérgezés nedves közegben történő áthalmozásra utal. A Holdvilág-árokban a vulkáni rétegsor vastagsága kb. 70 m. A szelvényből vizsgált három minta K/Ar kora 16,5 millió év körüli (BENDŐ 2001).

A Visegrádi-hegység déli és keleti peremén előforduló szubvulkáni és extruzív fáciesű biotitdácit-testek (pl. dorogi Strázsa-hegy, Babos-hegy, Lencse-hegy, Csódi-hegy) a **Csódihegyi Dácit Tagozatba** (^{hc}Mb) tartoznak. Méretük néhány tíz és 1000 m között változik, s nagyrészt izometrikus, oszlopszerű szubvulkáni testeket, extruzív dómokat alkotnak. Az aktív kontaktusok öve néhány m, ezeket jellegzetes kőzetelváltozások kísérik.

Az **Apátkútivölgyi Andezit Tagozatra** (^{ha}Mb) jellemző, szubvulkáni fáciesű biotitos-amfibolandezit tipikus előfordulásai a Visegrádi-hegység központi részén (Pilisszentlászló környéke, Apátkúti-völgy), valamint a hegység keleti peremén található. A maximálisan 3000 m átmérőjű, izometrikus és oszlopszerű testek mellékköze főleg oligocén üledékekből, valamint Holdvilágárki Dácittufából áll. Néhány m vastag aktív kontaktusait jellegzetes „összesülés” és kőzetelváltozás kíséri.

Új formáció:

Dobogókői Andezit Formáció, ^dMb

Új tagozat:

Cserhegyi Andezit Tagozat, ^dMb

Az összlet a durvatörmelékes piroklasztikumok uralkodó voltával, továbbá a lávpadok, a vulkáni-üledékes és az üledékes kőzetek hiányával jellemezhető. Az amfibol-piroxénandezit anyagú piroklasztikus árok mátrixa salakos andezithomok, a szögletes törmelékdarabok maximális átmérője eléri az 1 m-t. A klasztok között hólyagos-üreges, salakos, breccsás, üveges és kristályos változatok találhatóak. A törmelék és a mátrix becsült aránya 3:1–1:1 között változik.

A formáció maximális vastagsága 500 m. Kora radiometrikus (K/Ar) kormeghatározások és paleomágneses mérések alapján 14,8–14,5 millió év.

A **Cserhegyi Andezit Tagozat** (${}^d\text{Mb}$) nagyobb összefüggő felszíni előfordulása a Visegrádi-hegység középső és északi részére korlátozódik. A nagyobb méretű, izometrikus, oszlopszerű szubvulkáni kőzettestek átmérője néhány 100 és 3000 m közötti. A néhány méter széles aktív kontaktusok övében „összesülés” nyoma, karbonátosodás és kristályosság fokbeli változás mutatkozik. Néhány cm-es, esetenként néhány dm-es zárványai részben endomágmas eredetűek, részben kristályos kőzetekből állnak. Nagyméretű szubvulkáni központként értelmezhetőek a visegrádi–nagygyarosi (Mátyás-hegy, Duna-meder), a dömör-kapui (Kapitány-hegy, Cser-hegy) és a pomázi előfordulások.

Új formáció:

Nagyvölgyi Dácittufa Formáció, ${}^{nv}\text{Mb}$

Új tagozat:

**Nógrádi Dácit Tagozat, ${}^{n}\text{Mb}$
Nagykoppányi Andezit Tagozat, ${}^{nk}\text{Mb}$**

A formáció átmeneti üledékes-vulkáni és tömeges piroklasztikum rétegsoporra tagolható. Az átmeneti üledékes-vulkáni rétegsoport felépítésében közel egyenlő arányban vesznek részt a vulkáni, a vulkáni-üledékes és az üledékes kőzettípusok. A tömeges piroklasztikum rétegsoport a vulkanitok túlsúlyával, a vulkáni-üledékes kőzettípusok és az üledékek alárendelt voltával tűnik ki. Az ásványos összetételben megjelennek, majd uralkodóvá válnak a vulkáni eredetű ásványok, mint a biotit, amfibol, piroxén, s gyakori a gránát is. A vulkáni kőzettípusok között az andezit- és dácitváltozatok jellemzőek.

A vízbehullott por- és kristálytufa mellett a szelvényekben gyakoriak a piroklasztikus árák (lahar, ignimbrít) és az epiklasztikus felhalmozódások. A vulkanoklasztitok mérete néhány mm és néhány m között változik, anyaguk túlnyomórészt láva, alárendelten (horzsaköves) tufa-tufit eredetű. A hólyagos-üreges, salakos, breccsás, üveges és kristályos lávaközetek részben biotit-amfibol-piroxéndácit, részben biotit-amfibol-piroxéndezit összetételűek. Ezek gránátos vagy gránátmentes változatai egyaránt előfordulnak. A formáció agyagos üledékei, tufa- és tufitbetelepülései gyakran tartalmaznak szegényes ősmaradványegyüttest (szenesedett növényi maradványok, uszadékfa-darabok, spóra-pollen, molluszkatóredékek, bentosz foraminiferák, kokkolitok).

A formáció vastagsága 250–600 m között változhat. Kora a K/Ar radiometrikus kormeghatározások és a paleomágneses mérések alapján 15,2–14,8 millió év (KORPÁS 1998).

A **Nógrádi Dácit Tagozat** (${}^{n}\text{Mb}$) nagyobb, összefüggő kibúvásai a Börzsöny központi területére és keleti peremére korlátozódnak. Felszín alatt a Börzsöny központi területén több fúrás feltárta. A felszíni kibúvá-

sokban a kőzetelércek mérete néhány 10 m, míg az összefüggő, gyakran izometrikus, oszlopszerű szubvulkáni kőzettestek és extruzív dómok átmérője 500–1500 m között változik. Az aktív kontaktusok zónája maximum néhány méter szélességű (gyakran a dácit, illetve a mellékkőzet törmelékéből képződött breccsából áll). Jellegzetes kőzetelváltozásai az oxidáció, az agyag-ásványosodás, a karbonátosodás és a propi-litesedés (utóbbi a nagybörzsönyi ércesedés területén).

A Nógrádi Dácittal genetikailag rokon és hozzá térben közvetlenül kapcsolódó képződmény a szubvulkáni biotit-amfibolandezit (**Nagykoppányi Andezit Tagozat, ${}^{nk}\text{Mb}$**). Felszíni és felszín alatti elterjedése a Nógrádi Dácitéval azonos. A felszínre bukkanó egyedi kőzetelércek mérete néhány tíz méter, míg a nagyobb izometrikus, oszlopszerű szubvulkáni központok mérettartománya 500–2000 m közötti.

Új formáció:

Magasbörzsönyi Andezit Formáció, ${}^{mb}\text{Mb}$

Új tagozat:

**Magyarhegyi Amfibolandezit Tagozat, ${}^{mh}\text{Mb}$
Magastaxi Amfibol-piroxéndezit Tagozat, ${}^{mt}\text{Mb}$**

A formációt a Magasbörzsönyi paleovulkáni kúp (BALLA 1978) szárazföldi lávaárjai és piroklasztikum-breccsái építik fel. A formáció a durvatörmelékes piroklasztikus árák uralkodó voltával, a vulkáni-üledékes és az üledékes kőzetek teljes hiányával jellemezhető. További jellegzetessége az 5–7 térképezett lávaár. A piroklasztikus árák mátrixa salakos piroxén-amfibolandezit. A monomikt, szögletes és osztályozatlan törmelékek uralkodó átmérője néhány cm és néhány dm közötti, de gyakoriak az 1 méteres átmérőt meghaladó tömbök is. Anyaguk hólyagos-üreges, salakos, breccsás, üveges és kristályos, amfibol-piroxéndezit vagy piroxén-amfibolandezit összetételű lávaközet. A kúp lejtőirányába dőlő pados, lemezes lávaárak vastagsága 10–100 m közötti. Anyaguk az előbbiekkel egyező, amfibol-piroxéndezit vagy piroxén-amfibolandezit. A formáció maximális vastagsága 500 m, kora a K/Ar radiometrikus kormeghatározások és a paleomágneses mérések alapján 14,8–14,5 millió év.

A Magasbörzsönyi Andezit Formáció vulkáni kúpjának piroklasztikus árjait és lávapadjait metsző leukokrata amfibolandezit-telércek (a börzsönyi vulkánosság finális termékei) a **Magyarhegyi Amfibolandezit Tagozatba** (${}^{mh}\text{Mb}$) tartoznak. Ezek a néhány m-től 20 m-ig terjedő szélességű telércek esetenként több száz méter hosszan követhetőek.

A Magasbörzsönyi Andezit Formáció szubvulkáni, telér- és kürtőfáciesű amfibol-piroxéndezit változatait a **Magastaxi Amfibol-piroxéndezit Tagozatba** (${}^{mt}\text{Mb}$) soroljuk. Felszíni és felszínalatti előfordulásai a Magasbörzsönyi vulkáni kúp területére és a Börzsöny déli részére korlátozódnak. Az egyedi felszíni kibúvások mérete néhány 10 méter, míg az összefüggő, izometrikus és oszlo-

pos kőzettestek uralkodó mérettartománya 200–3000 m között változik. A mellékkőzetekkel alkotott aktív kontaktusok öve általában néhány m széles, gyakran breccsás. A kontakt övet rendszerint „össze-sülés”, karbonátosodás, illetve a kristályosság fokbeli változása kíséri. A gyakori néhány cm-es, esetenként néhány dm-es zárványok részben endomágmás eredetűek, részben jóval idősebb kőzetekből (gneisz, csillámpala, kvarcit, metahomokkő, gránit), vagy a fiatalabb mellékkőzetekből (agyag, homokkő, tufa, biotit-amfibolandezit, dácit) felszakítottak. Szövege többnyire mikroholokristályos porfirós. Jellegzetes kőzetelváltozása az oxidáció, az agyagásványosodás és a karbonátosodás.

Új formációcsoport:

Nyírségi Vulkanit Formációcsoport, ^NMb₂

A Tokaji-hegységben és az É-Tiszántúlon általánosan elterjedt képződményegyüttes, a savanyú piroklasztikumok túlsúlyával. Egységei a Sátoraljaújhelyi Riolit-tufa, a Füzérkajatai Andezit és a Vágáshutai Dácit Formáció. Rétegtani hovatartozásukat a Szilágyi Agyagmárga Formáció közbetelepült faunás rétegei, illetve települési helyzetük jelöli ki, kevés radiometrikus koradat áll rendelkezésre. A formációcsoport felső határát a Kozárdi Formáció betelepülései jelzik. Teljes vastagsága meghaladja a 700 m-t.

Új formáció:

Sátoraljaújhelyi Riolit-tufa Formáció, ^SMb₂

Új tagozat:

- Mikóházi Riolit-tufa Tagozat, ^mMb₂
- Nyilazóbányai Riolit-tufa Tagozat, ⁿMb₂
- Makkoshotycai Riolit-tufa Tagozat, ^hMb₂
- Végardói Riolit Tagozat, ^vMb₂
- Csattantyúi Tagozat, ^cMb₂

A formáció savanyú piroklasztikumok különféle változatait foglalja magában, helyenként riolit lávaömléssel, -benyomulással kísérve. Típuszelvénye a Sátoraljaújhely Suh-8 jelű fúrás 123,9–740,0 m közötti szakasza, melyben a legtöbb tufatípus képviselt.

Legelterjedtebb változatai a különböző mértékben összesült riolit-ártufák (mikóházi tufa, óbányai tufa, sárospataki malomkőtufa). Ezek közül a zeolitosodott típus a **Mikóházi Riolit-tufa Tagozatba** (^mMb₂), a hullott típusok a **Nyilazóbányai Riolit-tufa Tagozatba** (ⁿMb₂), az áthalmozott tufa-tufit típusok a **Makkoshotycai Riolit-tufa Tagozatba** (^hMb₂) tartoznak. A riolitperlites riolit benyomulásokat, lávatarakókat a **Végardói Riolit Tagozatba** (^vMb₂) soroljuk. A fenti változatok átlagos SiO₂-tartalma 75,3–77,8%. Fentiktől főként kemizmusban térnek el a **Csattantyúi Tagozat** (^cMb₂) riodácittufái, riodácitjai (SiO₂ 67–70%), melyek a Kishuta Kh-1 jelű fúrás (827–1000 m) kívül a Komoró-I (2506–2859 m), Gelénes G-1 (1229,5–1394 m), Csenger Csen-1, Nyíregyháza Nyi-1, Gacsály Gacs-1 és feltételesen a Bakta-I jelű fúrásban is előfordulnak (KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b).

Új formáció:

Füzérkajatai Andezit Formáció, ^FMb₂

Piroxénandezit, biotitos piroxénandezit építi fel, szubvulkáni, illetve szubmarin (peperites, hialoklasztitos) kifejlődésben. Vastagsága a hegység fúrásaiban max. 340 m (Telkibánya Tb-2), a Nagyecsed Necs-1 jelű fúrásban közel 400 m, itt érces, propilites (1712–2101 m — SZÉKYNÉ FUX, KOZÁK 1982, KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b), SiO₂-tartalma 55–58%. Típuszelvénye a Füzérkajata Fka-2 jelű fúrás 533,0–550,2 m, illetve 570,0–683,0 m közötti szakasza.

Új formáció:

Vágáshutai Dácit Formáció, ^VMb₂

Új tagozat:

Szávahegyi Tagozat, ^sMb₂

Piroxén-amfiboldácit, amfiboldácit, zömében szubvulkáni kifejlődésű, de láva és piroklasztikum formájában is ismert. SiO₂-tartalma 63–64%. Vastagsága a Tokaji-hegységben meghaladja a 220 m-t, a Komoró-I jelű fúrásban közel 700 m (1871–2506 m). Utóbbi radiometrikus kora 13±0,6 millió év. Típuszelvénye a vágáshutai Fekete-hegy DNY-i lábánál lévő Gyékényes-árok feltárása. Kálímetszomatizált változata (K₂O-tartalom: 9,8–11,3%) a **Szávahegyi Tagozat** (^sMb₂), hasonló propilites kőzetek a Komoró-I jelű fúrásban is előfordulnak (KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b). A tagozat típuszelvénye a Nagyszáva É-i oldalán mélyített Sárospatak Sp-11 jelű fúrás 3,8–220 m közötti szakasza.

BADENI–SZARMATA

Új formáció:

Sajóhídvégi Trachit Formáció, ^SMb–s

Magas káliumtartalmú trachit és trachittufa (MAURITZ, TOLNAI 1953). Csak a sajóhídvégi fúrásokból ismerjük, az S-1 fúrás 350 m vastagságban, az S-2 fúrás 500–1500 m között tárta fel. Kora és litosztratigráfiai helyzete bizonytalan, így jelenleg egyik bükkaljai vagy tokaji-hegységi formációba sem sorolható.

Új formáció:

Felnémeti Riolit-tufa Formáció, ^FMb–s

A Bükk nyugati előterében és a Mátra–Bükk közötti dombvidéken előforduló, badeni–szarmata korú savanyú piroklasztikumokat vontuk össze ebbe a formációba. A korábbi térképeken elkülönített középső- és felső riolit-tufa sok esetben el sem határolható egymástól, az itteni középső riolit-tufa nem felel meg a Tari Dácittufa definíciójának. Ezen a területen a kárpáti–badeni határon jelentkező dácittufa hiányzik. A Bükk nyugati peremén eddig megvizsgált, korábban alsó riolit-tufának tartott horzsaköves, biotitos riolit-tufa-előfordulások öslénytanilag igazolt szarmata üledékes környezetbe települnek. Célserű az eddig használt Sajóvölgyi Formációból ezeket kiemelni, és önálló formációba sorolni.

Változatos felépítésű, nagyjából üledékekkel váltakozó áthalmazott riolittufa (tufahomok, kavicsos tufahomok, tufás agyag), de található hullott és összesült (ignimbrit) riolittufa-testek is. Ez utóbbiak változó mértékben zeolitosodtak. Sirok környékén andezittufa és andezit-agglomerátum is található benne. Ezek nagyobb előfordulásait a Dubicsányi Andezit Formációba soroltuk, de tényleges hovatartozásuk kérdéses maradt (pl. lehetnek a Nagyhársasi Formáció piroklasztikumának távolabbra szóródott részletei is). A formáció kora a korabadenitől a szarmata végéig terjed. A Bükk peremén sok esetben közvetlenül az alaphegységre települ, a medence belsejében badeni és szarmata üledékekkel fogazódik össze. Kapcsolata a Harsányi, illetve a Lénárdaróci Formációval nem teljesen tisztázott.

Új formáció:

Lénárdaróci Riolittufa Formáció, ¹Mb₂-s₁

Lénárdaróci Riolittufa Formáció név alatt különítjük el a több vékony és három vastagabb rétegből álló szarmata riolittufán belül az alsó, legfeljebb 20 m vastagságú réteggösszetet a Borsodi-medencében. Korábban a „felső riolittufa” meghatározás (RADÓCZ 2001) magában foglalta az „andezittufa agglomerátum” alatti felső-badeni-alsó-szarmata (Lénárdaróci Riolittufa Formáció), és fölötti két vastagabb, felső-szarmata (Galgavölgyi Riolittufa Formáció) és alsó-pannóniai („legfelső riolittufa”, Csereháti Riolittufa Formáció) riolittufa összletet is. A formáció felszínen és fúrásban is előfordul Lénárdaróc környékén, ahol az alsó 8 méterét kötött ártufa alkotja szenesedett fatörzsmaradványokkal. A felső, 5-6 m vastag összlet laza ártufából, illetve freatomagmás tufából áll, amelyre kifúvási csatornák és akkréciós lapillik (tufa-gyöngyök) jellemzők (RADÓCZ 2001).

BADENI-PANNÓNIAI

Új formáció:

Harsányi Riolittufa Formáció, ^{ha}Mb-Pa₁

Új tagozat:

Kőkötőhegyi Tagozat, ^{ha}_kMb

Bábaszéki Tagozat, ^{ha}_bMs

Szorosvölgyi Tagozat, ^{ha}_sPa₁

Elsősorban hullott, lavina-, freatomagmás (gömbkonkréciós, tufagalacsinos) és áthalmazott riolittufa-tufit változatok építik fel a formációt (az SiO₂-tartalom 70% feletti), bár alárendelten andezit- és dácittufitos betelepülések is kimutathatók benne, melyek mennyisége ÉK-i irányban növekszik. A Bükkalján és előterében a Tari Dácittufa Formáció fedőjében szereplő valamennyi, uralkodóan savanyú összetételű piroklasztikumot soroljuk ide (ezen a részen így az ún. felső riolittufát is tartalmazza). A Tari Formáció kimaradása esetén közvetlenül települ a Gyulakeszi Riolittufa Formációra, fedője az alsó-pannóniai Edelényi Tarkaagyag Formáció.

Vastagsága változó, a hegységperemen max. 140 m, az Alföld irányában egyre inkább lezökkent helyzetben fokozatosan növekszik (Szialom Szi-1 177 m, Mezőkövesd Mk-1 210 m, Mezőnyárád Mn-1 224 m, Kerecsend Ker-1 355 m, Egerlövő El-1 530 m). A dőlések is általában ebbe az irányba mutatnak, 10–20° közötti értékekkel. Az eddig rendelkezésre álló radiometrikus adatok alapján a formáció kora 14,6–13,5 millió év közé esik.

A zömében szárazföldi felhalmozódás miatt kevés a faunisztikai adat, mégis, az idősebb tufaösszletekhez képest jóval több az üledékes (tufás homok, aleurit, bentonitos agyag, diatomás tufit) közbetelepülés, ami ősmaradvány-tartalom esetén elősegítette a korbesorolást. A formációt a kor, a fauna és a kőzettani különbségek alapján 3 tagozatra osztottuk. Ezek: a badeni korú, gömbkonkréciós tufa és hullott tufa összetételű **Kőkötőhegyi Tagozat** (^{ha}_kMb), a szarmata korú, hullott és áthalmazott tufából álló **Bábaszéki Tagozat** (^{ha}_bMs) és a kora-pannóniai korú, csak áthalmazott tufából, tufitból és diatomitból álló **Szorosvölgyi Tagozat** (^{ha}_sPa₁).

Módosított index:

Sajóvölgyi Formáció, ^{sv}Mb-Pa₁

Új tagozat:

Császtapusztai Tagozat, ^{sc}Ms
Hernád völgyi Agyag Tagozat, ^hMs₂-Pa₁

Új rétegtag:

Bükkszentmártoni Rétegtag, ^{sv}_(b)Mb-s

A formáció uralkodóan szárazföldi és édesvízi (tavi, folyóvízi) üledékek (vulkanomikt kavics, homok, agyagmárgás aleurit, diatomit, limnoopalit) váltakozásából áll. Rétegsora a Bükkalján a badeni emelettől a pannóniai emelet aljáig követhető, ahol a felszínen D és DK felől folyamatosan kíséri a Tari Dácittufa Formáció képződményeit, melyeket diszkordánsan fed. Tufaszintek települnek az összletbe (Demjén és Harsány térségében), melyek a badeni-szarmata Lénárdaróci Riolittufa, a szarmata Galgavölgyi Riolittufa, valamint a kora-pannóniai Csereháti Riolittufa Formációknak felelhetnek meg („felső és legfelső riolittufa”). A Borsodi-medencében a szarmata andezit vulkanizmus (Dubicsányi Formáció) kettéosztja a formáció képződményeit. Alsó szakaszának szárazföldi, édesvízi, molluszkát tartalmazó rétegeit **Bükkszentmártoni Rétegtag** (^{sv}_(b)Mb-s), középső-felső szakaszának lignittelepes rétegeit pedig **Császtapusztai Tagozat** (^{sc}Ms) néven különítettük el a Kelet-borsodi-medencében. A formáció felfelé fokozatosan megy át az Edelényi Tarkaagyag Formáció alsó-pannóniai üledékeibe (Bükkaranyos, Harsány, Borsodgeszt, Nyékládháza). Vastagsága 20–150, maximálisan 300 m (Nyékládháza).

A **Hernád völgyi Agyag Tagozatot** (^hMs₂-Pa₁) szárazföldi, limnikus-fluviatilis tarka, mészesomós agyag építi fel, aleurit- és homok-betelepülésekkel, helyenként Mollusca- és Ostracoda-faunával, Chara-termékekkel. A faunában sok a szarmata jellegű alak, melyek az alsó-pannó-

niaiba átnyúló alakokkal, valamint jelentős spóra-pollen anyaggal kiegészülve a szarmata-pannóniai fordulón jelölik ki a tagozat rétegtani helyét. A Hernád-völgy K-i oldalára jellemző képződmény Abaújszántó–Abaújvár között. Vastagsága nem haladja meg a 100 m-t. Típuszselvénye Abaújváron a Hernádpárt feltárása.

Új kor:

Vöröstói Formáció, ^vMb–Pa₂

Új tagozat:

Diszeli Bauxit Tagozat, ^dMb–Pa₂
Vízvöröstói Vörösgyag Tagozat, ^vMb–Pa₂

Uralkodóan alaphegységi feküs, bauxitos eredetű áthalmazott képződmények (bauxitos agyag, agyagos bauxit, vörösgyag, helyenként nagy vastartalmú bauxitkavicsokkal — „miocén bauxit”). Eocén fedő-képződményekkel nem védett bauxitok átülepítésével keletkezett, szárazföldi kifejlődésű. Legnagyobb vastagságban a nagyvázsonyi medencéből ismert, ahol a 70 m-t is meghaladja (a nagyvázsonyi Nzt-6 fúrásban 75,5 m). Korát az Isztimér–Bakonykúti–Guttamási terület adatai alapján módosítottuk, és terjesztettük ki a badeni–szarmatán túl a pannóniaira is.

A főként bauxitos agyagot és agyagos bauxitot, alárendelten bauxit minőségű lencsék, rétegek közbetelepülésével a **Diszeli Bauxit Tagozatra** (^dMb–Pa₂) soroltuk. Anyaga barnászörös–téglavörös, sárga, szürkésfehér vagy rózsaszín foltokkal, eres, szemcsés, rögös elválású, nedvesen általában puha, kézzel gyúrható. Makroszkóposan gyakran törmelékes szövetűek, a pelitomorf alanyagban 3–20 mm átmérőjű bauxitögöket, keményebb, vasas, pizoidos bauxitkavicsokat, pizoidokat, helyenként vaskéregkavicsokat tartalmaz. A tagozat nagyobb elterjedésben a Hegyesd–Diszel környéki bauxitkutatás során vált ismertté.

A főként agyagból álló rétegeket **Vízvöröstói Vörösgyag Tagozat** (^vMb–Pa₂) néven különítettük el. Rozsdabarna, sötétvörös vagy barnászörös, alárendelten sárga–szürkésfehér foltos-eres agyagokból áll, melyek gyakran változó mértékben kvarchomokosak, muszkovitsillámosak, helyenként gyöngykavicsot, mészesomókat, mészkonkréciókat tartalmaznak, helyenként rogyási lapok is láthatók bennük. Ritkán bauxittörmelék-szemcsék, egyes rétegekben limonitpizoidok előfordulhatnak. A hegyesdi Vár-hegy környékén rátelepül a Diszeli Tagozatra, máshol összefogazódik azzal. Előfordulási területeinek legnagyobb részén (Tapolcai-medence, Agártető É-i lába, a nagyvázsonyi Vízvörös-tó környéke, a K-i Bakonyban a Guttamási-medence) lepelszerűen települ a felső-triász dolomitra.

SZARMATA

Kozárdi Formáció, ^kMs

Új tagozat:

Gomboskai Kovaföld Tagozat, ^kMs₁

A sekélytengeri, partközeli kifejlődésű, csökkent-sósvízi, szürke, zöldesszürke, molluszkás agyag–agyag-

márga, homok, tufás homok, laza homokkő, tufás agyag, bentonit, mészmárga, méshomokkő, alárendelten oolitos mészkő felépítésű formációnak a Tokaji-hegység területén kifejlődött beltavi-lagúna fáciesű, kora-szarmata korú diatomás tufit, kovaföld rétegei **Gomboskai Kovaföld Tagozat** (^kMs₁) névvel különíthetők el. Vastagsága a vulkáni formációk közötti betelepülések esetén ritkán haladja meg a 100–200 m-t, de a környező süllyedékekben az 500 m-t is elérheti. A tagozat típuszselvénye a tállyai Gomboska kovaföldfeltárása, illetve az itt mélyült Tállya Tá-3 jelű fúrás.

Új formáció:

Dubicsányi Andezit Formáció, ^{du}Ms₁

Uralkodóan andezit-agglomerátum, -tufa és -tufit, ritkábban több m³ nagyságú, láva eredetű piroxéndezit közettestek, (lávabreccsák és telérek) építik fel. A tufa és tufitrétegek korhatározó (szarmata) növény-maradványokat tartalmaznak. A tufa- és tufitösszlet esetenként részben riolitos összetételű. Rétegtanilag a Sajóvölgyi Formáció középső részén található, korábban abba sorolták be. Az andezit-piroklasztikumban idegen közettestek, zárványok (paleozoos agyagpala, oligocén–miocén homokkő stb.), valamint agyag, homok, kavics, savanyú tufa és tufit közbetelepülések is előfordulnak (RADÓCZ 1999). A Kelet-Borsodi-medencében és a Nyugat-Borsodi-medence É-i részén fordul elő. Rétegtani helyzete alapján képződése esetleg már a késő-badeni során elkezdődhetett, de túlnyomórészt szarmata korú. Vastagsága 10–50 m közötti.

Új formációcsoport:

Hegyaljai Vulkanit Formációcsoport, ^hMs₁

A formációcsoport a Tokaji-hegység és az É-Tiszántúl legelterjedtebb vulkáni képződményeit foglalja magába. Kronosztratigráfiai besorolását a feküben levő és közbetelepülő Kozárdi Formációba sorolható szarmata faunás üledékek, illetve radiometriai (K/Ar) koradatok tették lehetővé. A formációcsoportba a Szerencsi Riolittufa és a Baskói Andezit Formáció tartozik. Teljes vastagsága 500–900 m között változhat.

Új formáció:

Szerencsi Riolittufa Formáció, ^sMs₁

Új tagozat:

Füzérkomlósi Tagozat, ^fMs₁
Erdőhorváti Tagozat, ^eMs₁
Abaújszántói Tagozat, ^aMs₁
Kékedi Tagozat, ^kMs₁
Kishutai Riolit Tagozat, ^hMs₁
Pálházai Tagozat, ^pMs₁
Pusztafalui Riodácit Tagozat, ^{pr}Ms₁

A Szerencsi Riolittufa Formációba a Tokaji-hegységben elterjedt alsó-szarmata savanyú piroklasztikumok tartoznak, melyek a szerencsi régióban legalább 4

explózió termékeire bonthatók (ZELENKA 1964). A formáció részben a Galgavölgyi Riolituffa Formációval párhuzamosítható. Az átlagos SiO_2 -tartalom 69–75%. Vastagsága a Tokaji-hegységben és Gelénes–Nyíregyháza térségében 350–500 m-t is elérhet (gelénesi, nyíregyházi fúrások — SZÉKYNÉ FUX, KOZÁK 1982, SZÉKYNÉ FUX, GYARMATI 1986, KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b). Típuszselvénye az Ond O–19 jelű fúrás, melyben szinte valamennyi tufaváltozat megtalálható.

A legnagyobb tömegben jelentkező piroklasztikum-árakat **Füzérkomlói Tagozat** (${}^f\text{Ms}_1$) néven (típuszselvénye a füzérkomlói keskeny nyomtávú vasút állomása melletti feltárás), ezek összesült-összeolvadt változatait **Erdőhorváti Tagozat** (${}^e\text{Ms}_1$) néven (típuszselvénye az erdőhorváti Kispáca) foglaltuk egybe. A szárazföldi térszínen felhalmozódott ártufában szenedett-kovásodott fatörzsek fordulnak elő, a vízi közegbe jutottaknál jellemző a zeolitosodás. A viszonylag alárendelt hullott („kőportufa”) változatok az **Abaújszántói Tagozatba** (${}^a\text{Ms}_1$), az áthalmozottak (gyakran bentonitosodva) a **Kékedi Tagozatba** (${}^k\text{Ms}_1$) tartoznak.

Előbbi típuszselvénye az abaújszántói Sátorhegy É-i oldalán, a Hidegoldalon lévő felhagyott kőfejtő, az utóbbié a Felsőkéked D-i peremén lévő országúti feltárás. A tagozatok nem minden esetben különíthetők el egymástól, illetve számos átmenetük, egymásbefogazódásuk lehetséges.

A piroklasztikumokhoz képest alárendelt mennyiségű, de rendkívül változatos kifejlődésű (horzsaköves, szferolitós, litofizás, fluidális, pizolitós stb.) riolitdómkokat, lávaárakat a **Kishutai Riolit Tagozatba** (${}^k\text{Ms}_1$), a perlités, obszidiános változatokat a **Pálházi Tagozatba** (${}^p\text{Ms}_1$) foglaltuk össze.

Előbbi típuszselvénye a Kishuta Kh–1 jelű fúrás, utóbbié a pálházi Gyöngyő-hegy kőfejtője. Az utóbbi tagozatok legnagyobb elterjedése mind horizontálisan, mind vertikálisan a Pálháza–Nagyhuta–Telkibánya közötti területre esik, ahol a szarmata rétegvulkáni összletben számos közbetelepülésük ismert. Ezek közül a legvastagabb közel 300 m (Kishuta Kh–1 jelű fúrás).

A különféle riolit típusok SiO_2 -tartalma 71–78%, a perlitváltozatoké 68,4–74,7% között mozog. Radiometrikus koradatok: 11,7–12,3 millió év. A **Pusztafalui Riodácit Tagozatba** (${}^r\text{Ms}_1$) sorolhatók a riolit és dácit közötti átmeneti képződmények: riodácit, riodácit-perlit, melyek megszilárdulási jellegi és anyaguk finomszerkezeti tulajdonságai inkább a riolitokhoz való tartozást bizonyítják.

A tagozat vastagsága 100–200 m-re becsülhető. Az SiO_2 -tartalom: 68–72%, radiometrikus koradata 11,6 millió év. Típuszselvénye a pusztafalui Tolvaj-Hársas tömege.

Új formáció:

Baskói Andezit Formáció, ${}^{ba}\text{Ms}_1$

Új tagozat:

Telkibányai Kálimetaszomatit Tagozat, ${}^{ba}\text{Ms}_1$

Hollóházai Dácit Tagozat, ${}^{ba}\text{Ms}_1$

Mádi Dácittufa Tagozat, ${}^{ba}\text{Ms}_1$

Mulatóhegyi Andezit Tagozat, ${}^{ba}\text{Ms}_1$

Aranyosi Vegyestufa Tagozat, ${}^{ba}\text{Ms}_1$

Savanyú piroxénandezit, helyenként amfibolos, a Tokaji-hegység uralkodó, térszínformáló, intermedier rétegvulkáni-szubvulkáni képződménye. Általában tömbös, vastagpados megjelenésű, piroklasztikumai csak alárendelten jelentkeznek. Az SiO_2 -tartalom 59–62% között mozog, vastagsága több száz m-t is elérhet. Típuszselvénye a Baskó–3 jelű fúrás 7,5–870,0 m közötti szakasza.

A formáción belül **Telkibányai Kálimetaszomatit Tagozat** (${}^{ba}\text{Ms}_1$) néven különítettük el a fenti kőzetekből főként Telkibánya körzetében kálimetaszomatit útján létrejött pszeudotrachit, kálitrachit, kálimetaszomatit stb. néven ismert kőzetváltozatokat (K_2O -tartalom 9–12%), melyekhez kisebb-nagyobb ércesedés is kapcsolódik. E tagozatba sorolhatók a Nyírségben a Nagyecsed Necs–1 jelű fúrás (1070–1712 m) és a Komoró–I fúrás (1678–1871 m) kálimetaszomatitjai, propilitjei is (KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b). Utóbbiak radiometrikus koradata 11,1 ($\pm 0,7$), illetve 12,1 ($\pm 0,4$) millió év. A tagozat típuszselvénye a Telkibánya Tb–2 jelű fúrás 3,8–140,0 és 240,0–360,0 m közötti szakasza.

Az andezitláva differenciációját képviselő savanyúbb változatokat **Hollóházai Dácit Tagozatként** (${}^{ba}\text{Ms}_1$), illetve **Mádi Dácittufa Tagozatként** (${}^{ba}\text{Ms}_1$) különítettük el. Előbbit uralkodóan piroxéndácit, amfibol-piroxéndácit szubvulkanitok alkotják kevesebb lávakőzettel, piroklasztikummal (SiO_2 -tartalma 62–64%, radiometrikus koradata a Nagymilicen 12,6 millió év), míg az utóbbit a Mád M–23 jelű fúrás alapján (666–712 m) harántolt összesült ártufa képviseli. A főtömeg savanyú piroxénandezithez képest a **Mulatóhegyi Andezit Tagozatba** (${}^{ba}\text{Ms}_1$) sorolt, főként szubvulkáni, kisebbrészt lávajellegű piroxénandezit néhány különálló centrumhoz kötődik. Összetétele, ásványtanilag (helyenként olivines) és kémiaiilag (SiO_2 -tartalom 54–57%) is bázisosabb, radiometrikus koradata 11,4–12,1 millió év. Típuszselvénye az erdőbényei Mulató-hegy felhagyott Hubertus-bányája. Az andezites vulkáni működés beköszöntését jelzik az **Aranyosi Vegyestufa Tagozatba** (${}^{ba}\text{Ms}_1$) sorolt, vegyes (riolit + andezit) összetételű piroklasztikumok, tufák, agglomerátumok (SiO_2 -tartalom 56–62%), általában a fenti intermedier változatok peremén, fekvésükben, max. 50 m vastagságban. Típuszselvényük az Aranyos település feletti elhagyott kőfejtő.

SZARMATA–ALSÓ-PANNÓNIAI

Új formációcsoport:

Tokaji Vulkanit Formációcsoport, ${}^t\text{Ms}_2$ –Pa₁

A Tokaji-hegység Ny-i részén, peremvidékén és a Cserháton előforduló, felső-szarmata–alsó-pannóniai

vulkanitokat soroljuk ebbe a formációcsoportba, amelyen belül az Erdőbényei és a Vizsolyi Riolituffát, valamint az Amadévári Andezit Formációt különítjük el. A formáció-csoport vastagsága meghaladja a 200 m-t.

Új formáció:

Erdőbényei Formáció, ^{eb}Ms₂-Pa₁

Új tagozat:

**Ligetmajori Kovaföld Tagozat, ^{eb}Ms₂-Pa₁
Rátkai Kvarcit Tagozat, ^{eb}Ms₂-Pa₁**

A formációt utóvulkáni hévforrás-működéssel kapcsolatos, beltavi kovaüledékek alkotják: kovaföld, limnokvarcit, gejzirit, közbetelepült agyag, homok, áthalmozott riolituffa-tufit rétegekkel, csíkokkal, utóbbiak helyenként erősen agyagásványosodtak (bentonit, kaolin). Gyakoriak a növénymaradványok, ritkábban szárazföldi csigafauna is mutatkozik. Vastagsága 10–70 m. A formáció típusszelvénye az Erdőbénye Eb-165 jelű fúrás 5,5–50,2 m közötti szakasza.

A kovaföldet, diatomás tufitot, melyek összvastagsága 25 m-t is elérhet, a **Ligetmajori Kovaföld Tagozatban** (^{eb}Ms₂-Pa₁), a kvarcitéléket a **Rátkai Kvarcit Tagozatban** (^{eb}Ms₂-Pa₁) különítettük el. A limnokvarcit vastagsága néhány cm-es zsinóroktól több méterig, kiterjedt takarókig változhat, a gejziritkúpok kiterjedése horizontálisan kisebb, vertikálisan nagyobb lehet. A Ligetmajori Kovaföld Tagozat típusszelvénye az alsóligeti kőfejtő, a Rátkai Kvarcit Tagozaté a koldui kvarcitélfajtás.

Új formáció:

Vizsolyi Riolituffa Formáció, ^{vi}Ms₂-Pa₁

Új tagozat:

Sulyomtetői Riolit Tagozat, ^{vi}Ms₂-Pa₁

A formációt riolit lavinatufa, hullott és áthalmozott riolituffa és tufit építi fel. Az utóbbiak esetenként diatomásak, különösen a lavinatuffában gyakori a fumarolás kifűvés, kovásodás, agyagásványosodás. Maximális vastagsága 150 m, radiometrikus koradata 11 millió év. Felső része megfelelhet a Cserhádi Riolituffa Formációnak, illetve azzal összefogazódik. A felső rész összefogazódása alsó-pannóniai üledékekkel is számos helyen megfigyelhető. A formáció típusszelvénye a Vizsoly község D-i peremén lévő elhagyott riolituffa-fejtő.

A piroklasztikumok mellett alárendelten riolit-habláva, horzsaköves riolit- és perlitváltozatok is előfordulnak, melyek többnyire magasabb térszínen, csúcsokon sapkaszerűen borítják a tufákat, s egykor többé-kevésbé összefüggő lávatarakó lepusztult roncsainak tekinthetők (**Sulyomtetői Riolit Tagozat, ^{vi}Ms₂-Pa₁**). A radiometrikus koradatok 11,0–11,4 millió év között mozognak. Ide sorolható a kisvárdai B-110 jelű fúrás 1065–1080 m között harántolt riolitlávája is, mely 10 (±0,7) millió év korúnak bizonyult (KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b). A tagozat típusszelvénye az abaújszántói Sulyom tetőregiója.

Új formáció:

Amadévári Andezit Formáció, ^aMs₂-Pa₁

Új tagozat:

Tarcali Dácit Tagozat, ^aMs₂-Pa₁

A hegység legfiatalabb intermedier vulkanit formációja, savanyú piroxénandezit, szürke, sötét(zöldes)szürke, lemezes, pados, lávatarakó jellegű. SiO₂-tartalma 60–61%, vastagsága 70 m körüli, radiometrikus koradata 10,3–10,5 millió év. Főként a hegység ÉNy-i részének magasabb csúcsait, tetőregióit borítja sapka-, illetve takarószerűen, melyek egykor összefüggő lávaár részei lehettek. E formációba sorolható a kisvárdai strandfürdő B-110 jelű fűrésében 1040–1065 m között harántolt fiatal andezit is (KOZÁK, PÜSPÖKI 1999b). Típuszselvénye a gönci Amadévár (662 m) tetőregiójának lemezes elválású lávatarakója.

Ugyanazon magma más fejlődési folyamaton átment részéből származtatható a hegység D-i részén jelentős elterjedésű piroxéndácit, ritkábban piroxén-amfiboldácit vagy amfibol-(biotit)dácit (**Tarcali Dácit Tagozat, ^aMs₂-Pa₁**). Főként szubvulkáni vagy lávajellegű, alárendelten piroklasztikumai (agglomerátum, tufa) is ismertek. SiO₂-tartalma átlagosan 63% körüli, de 67%-ot is elérhet. Vastagsága 100–200 m, radiometrikus koradata 10,5 millió év. A tagozat típusszelvénye a Tarcal Tc-10 fűrés, hivatkozási szelvényei a tokaji Nagy-hegy és a bodrogszegi Cigány-hegy.

Új kor:

Endrődi Marga Formáció, ^eMs₂-Pa₁

Új formáció:

Zalai Marga Tagozat, ^eMs₂-Pa₁

Mézmarga-agyagmarga sorozat, mely a disztális medencerészeknek általában mélyvízi, esetenként sekélyebb részein képződött. Felső részén, a Szolnoki Formáció felé való átmenet jeleként, egy-egy vékonyabb turbidithomokkő-réteg jelenhet meg. Turbiditek hiányában elválásztása az Algyői Formációtól problematikus. A Zalai-medencében általános elterjedésű. Vastagsága 100–250 m. Képződése a Zalai-medencében már a későszarmatában megkezdődött (ezért módosítottuk a korát), uralkodóan azonban az alsó-pannóniai alemeletbe tartozik.

Az Endrődi Formáción belül, **Zalai Marga Tagozat** (^eMs₂-Pa₁) néven különítjük el a Zalai-medencében jellemző, mm-es réteglemezekből álló, íves rétegzést mutató, szervesanyagban dús, sötétszínű marga rétegtömeget. Szarmata-kora-pannóniai.

ALSÓ-PANNÓNIAI

Új formáció:

Apróhomoki Bazalt Formáció, ^{ah}Pa₁

Sötétszürke, fekete, tömött, ép vagy hólyagos, salakos, mandulaüreges mészkalkáli olivinbazalt, kisebbrészt bazalttufa, salakos bazaltagglomerátum. Csupán a

Sárospatak Sp–10 jelű fúrás tárta fel, de geofizikai mérések alapján nagyobb területen követhető a Bodrogekő fiatal üledékeivel fedve. Vastagsága 100 m körüli, radiometrikus koradata 9,6 millió év. A formáció típusszelvényeként az Apróhomokon mélyült Sárospatak Sp–10 fúrás 84,5–181,1 m közötti szakasza adható meg.

Új formáció:

Megyaszoói Konglomerátum Formáció, ^{ma}Pa₁

Tóparti alapkonglomerátum, kovás kötőanyagú, jól osztályozott, többé-kevésbé gömbölyített, közepszemű. Polimikt anyaga részben paleozoos, részben kvarcit és miocén vulkanit eredetű. Híres kovásodott fatörzsei mellett korjelző molluszkákat is tartalmaz. 10 m-t ritkán meghaladó vastagságú foszlányai a hegység Ny-i peremén Megyasztótól Abaújszántón, Felsőkéken keresztül Abaújnádasdig (Trštené pri Hornade) követhetők. Típuszselvényeként a megyaszoói Csordáskút, Répásárok, Tetlinke növénymaradványos (kovásodott fatörzsek) feltárásai adhatók meg.

FELSŐ-PANNÓNIAI

Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció, ⁿPa₂

Új tagozat:

Rózsaszentmártoni Tagozat, ⁿPa₂ Vértesacsai Tagozat, ⁿPa₂

A homok és agyagrétegek váltakozásából álló, lignit- és kavicsos homok betelepülései formációban az Északi-középhegység D-i előterében a Bükkaljai Lignit Formáció fölötti, telepmentes, agyag, aleurit és homok váltakozásából álló, 2–70 m vastagságú rétegsort **Rózsaszentmártoni Tagozat** (ⁿPa₂) néven különítettük el.

A Vértes DK-i előterében, hegységperemi helyzetben

a formációt a **Vértesacsai Tagozat** (ⁿPa₂) képviseli. A szárazföldi rétegsort tarka és szürke agyag, agyagmárga, keresztrétegzett homok rétegei alkotják, aleurit és édesvízi mészkő (calcrete) közbetelepülésekkel. Több szintben fosszilis talajra utaló barna, sötétbarna színű rétegek települnek. Makrofauna-mentes, ritkán vékony, szerves anyagban dús, növénymaradvány-tartalmú rétegek települnek közbe. Szár, Szálláskút-pusztá és a Gánt–Csákberényi-medence környékén vastag, durva, dolomit, kvarckavics, bauxitkavics összetételű törmelék-rétegek közbetelepülése jellemző. Ezen a területen részben összefogazódik a Tihanyi Formációval, részben afölött települ. Finom-szemés és durvatörmelék kifejlődése is ismert. A finomszemcsés kifejlődés legnagyobb vastagsága 140 m, a durvatörmelék változaté 30 m körüli.

PLIOCÉN-ALSÓ PLEISZTOCÉN

Új kor:

Tengelici Vörösayag Formáció, ^{pl}Qp₂

Vörös, illetve fakövörös aleurit, vörös (barnászvörös), colikus homok, tarkaagyag betelepülésekkel. Helyenként mészkonkréciókat és vas- (limonit), illetve mangánborsókat tartalmaz. Káliumban gazdag bentonit-betelepülés is előfordul az összetételben. Több esetben vastag löszsorozat alatt figyelhető meg (elsősorban a medenceterületen), míg a hegyvidéki területen, elsősorban a kristályos alaphegység területén néha kisebb vastagságú lösz alatt található meg. Korát illetően felmerült annak lehetősége, hogy a formáció képződése a pliocén végi szárazföldi időszakban kezdődhetett, míg a fiatalabb löszök alatti helyzetben a középső-pleisztocén kor sem zárható ki, így rétegtani terjedelme pliocén–középső-pleisztocénre bővült.

Irodalom — References

- BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 293 p.
- BALLA Z. 1978: A Magas-Börzsönyi paleovulkán rekonstrukciója. — *Földtani Közöny* 108 (1), pp. 119–136.
- BALOGH K., JÁMBOR Á. 1987: A magyarországi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződmények időbeli helyzetének meghatározása. — In: JÁMBOR Á. szerk.: A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 69, Budapest, pp. 27–36.
- BENCE G., BERNHARDT B., BIHARI D., BALINT Cs., CSÁSZÁR G., GYALOG L., HAAS J., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KÉRI J., KÓKAY J., KONDA J., LELKESNÉ FELVÁRI Gy., MAJOROS Gy., PEREGI Zs., RAINCSÁK Gy., Solti G., Tóth Á., Tóth Gy. 1990: A Bakony hegység földtani képződményei. — *Geology of the Bakony Mountains (Hungary)*. Magyarázó a Bakony hegység fedetlen földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, Budapest, 119 p.
- BENDŐ Zs. 2001: Holdvilág-árok szelvényének rövid leírása. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BOHN-HAVAS, M., RADÓCZ, Gy., BALOGH, K., PÉCSKAY, Z. 1998: Biostratigraphic position and preliminary radiometric age of Middle Miocene rhyolite tuffs in Borsod Basin (Northern Hungary). — *Carpath-Balkan Geological Association XIV. Congress, Abstract, Vienna*, p. 81.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS Gy. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* 197, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., DOSZTÁLY L. 2001a: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciések a Veszprémi-fennsíkban. — *Földtani Közöny* 131 (1–2), pp. 37–70.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., LELKES Gy. 2001b: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciések a Keleti-Bakonyban. — *Földtani Közöny* 131 (1–2), pp. 71–95.

- CSÁSZÁR G. szerk. 1997: Magyarország litosztratigráfiai alap-egységei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*, 114 p.
- CSÁSZÁR G., PEREGI ZS. 2001: Középső-jura korszakbeli megahasadékkitöltés a Vértes DNY-i peremén. — *Földtani Közlöny* 131 (3–4), pp. 581–584.
- CSERNŰSOV, I. 2002: Jelentés a Mórági Gránit K-Ar és Rb-Sr izotópos kormeghatározásáról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSILLAG, G., BUDAI, T., GYALOG, L., KOLOSZÁR, L. 1995: Contribution to the Upper Triassic geology of the Keszthely Mountains (Transdanubian Range), western Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 38 (2), pp. 111–129.
- FARYAD, S. W., VOZÁROVÁ, A. 1997: Geology and metamorphism of the Zemplinicum basement unit (Western Carpathians). — *Mineralia Slovaca*, Bratislava, pp. 351–358.
- FÜLÖP J. 1990: Magyarország geológiája. Paleozoikum I. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, 325 p.
- FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II. — *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 445 p.
- GRECULA, P., EGYÜD, K. 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. — *Mineralia Slovaca*, 14. pp. 221–239.
- GYALOG L. szerk. 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa*, 171 p.
- GYALOG L. szerk. 1998: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének fejlesztése” című szerződés teljesítéséről (a Bakonyban mért szeizmikus szelvény tágabb környezetének adatbázisa). — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L. szerk. 2002: Új rétegtani egységek bevezetésére (ill. módosítására) tett javaslatok az 1998–2002. évi MÁFI–Mol közös projekt eredményei alapján. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., HORVÁTH I. szerk. 2000: A Velencei-hegység földtani térképe (1:25 000). — Geological map of the Velence Hills (1:25 000). — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest.
- GYALOG L., HORVÁTH I. szerk. 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000) és a Balatonfő–Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000). Magyarország tájegységi térképsorozata. — Geology of the Velence Hills and the Balatonfő. Explanatory book of the geological map of the Velence Hills (1:25 000) and the geological map pre-Sarmatian surface of the Balatonfő–Velence area (1:100 000). Regional map series of Hungary. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, 316 p.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., BUDAI T., MÜLLER P., PENTELENYI L., TÓTHNÉ MAKK Á., TAMÁS G., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1999a: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének fejlesztése” című szerződés teljesítéséről a Tokaj–nyírségi területen. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., CHIKÁN G., KÓKAI A., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 1999b: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének fejlesztése” című szerződés teljesítéséről a Siótorok területén. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., SZENTPÉTERY I., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELENYI L., PEREGI ZS., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., PRAKFAI P., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1999c: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése” című szerződés teljesítéséről az Északi-középhegység területén. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TULLNER T., TURCZI G., BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., KNAUER J., MÜLLER P., NÁDOR A., SELMECZI I., SZEILER R., TAMÁS G., TÓTHNÉ MAKK Á. 2000a: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése” című szerződés teljesítéséről a Dunántúli-középhegység területén. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TULLNER T., TURCZI G., JÁMBOR Á., JUHÁSZ GY., MÜLLER P., RÁLISCH E., TÓTHNÉ MAKK Á. 2000b: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése” című szerződés teljesítéséről a Mezőföld területén. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., CHIKÁN G., KÓKAI A., KOLOSZÁR L., KONRÁD GY., MARS I. 2001a: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének fejlesztése” című szerződés teljesítéséről a Mecsek–Villány-Nyugat területén. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., CHIKÁN G., JÁMBOR Á., JUHÁSZ GY., KÓKAI A., KOLOSZÁR L., KONRÁD GY., MARS I., RÁLISCH E. 2001b: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének fejlesztése” című szerződés teljesítéséről a Mecsek–Villány-Kelet területén. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., BUDAI T., KÖRÖSI L., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELENYI L., PRAKFAI P., SELMECZI I., TÓTHNÉ MAKK Á., VETŐ I. 2001c: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének készítése” című szerződés teljesítéséről a Vác–Balassagyarmat és Eger területeken. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., BUDAI T., TULLNER T., TURCZI G., ALBERT G., CSEREKLEI E., CSILLAG G., DUDKO A., FODOR L., JÁMBOR Á., JUHÁSZ GY., KAISER M., KNAUER J., SELMECZI I., VETŐ I. 2002: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének készítése” című szerződés teljesítéséről a Dunántúl–Észak területén. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HAAS J. szerk. 1993: Magyarország litosztratigráfiai alap-egységei. Triász. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, 278 p.
- HAAS, J., TARDI-FILÁCZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F., DOSZTÁLY, L. 1997a: Stratigraphy and sedimentology of an Upper Triassic toe-of-slope and basin succession at Csővár, North Hungary. — *Acta Geologica Hungarica*, 40 (2), pp. 111–177.
- HAAS, J., TARDI-FILÁCZ, E., ORAVECZ-SCHEFFER, A., GÓCZÁN, F. 1997b: Cretaceous insertions in Triassic (?) dolomites at Csővár, North Hungary. — *Acta Geologica Hungarica*, 40 (2), pp. 179–196.
- HAAS J., BUDAI T., DOSZTÁLY L., ORAVECZ-SCHEFFER A., TARDY-FILÁCZ E. 2000: A „Budaörsi platform” (felső-ladin–alsó-karni) előtéri lejtőfáciése Veszprém környékén. A Berekhegyi Mész-kő hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata. — *Földtani Közlöny* 130 (4), 725–758.
- HÁMOR G. 1985: A Nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai — *Geologica Hungarica Series Geologica* 22, Budapest, 307 p.
- HÁMOR G., RAVASZNÉ BARANYAI L., BALOGH K., ÁRVÁNÉ SÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolituffa-szintek radiometrikus kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1978-ról*, Budapest, pp. 68–73.
- HÁMOR, G., RAVASZ-BARANYAI, L., HALMAI, J., BALOGH, K., ÁRVÁNÉ SÓS, E. 1987: Dating of Miocene acid and interme-

- diate volcanic activity in Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 70, Budapest, pp. 149–154.
- HANTKEN M. 1865: Az Új-szöny-pesti Duna s az Új-szöny-Fehérvár-budai vasút befogta területnek földtani leírása. — *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* 3, 384–441.
- KÓKAY J. 1966: A herend-márkói barnaköszénterület földtani és őslénytani vizsgálata. — *Geologica Hungarica Series Geologica* 36, 149 p.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén-alsómiocén képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 64, 140 p.
- KORPÁS L. szerk. 1998: Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez. A Magyar Állami Földtani Intézet Térképmagyarázói. — *Magyar Állami Földtani Intézet*, Budapest, 216 p.
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1999a: Földtani összefoglaló a Hollóháza, Sátoraljaújhely és Nyíregyháza 1:100 000-es méretarányú térképlapok fedetlen neogén vulkanosztratigráfiai térképéhez. — *Kézirat*, Kossuth Lajos Tudományegyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Adattára, Debrecen.
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1999b: Földtani összefoglaló a Kisvárdra, Mátészalka és Jánkmajtis 1:100 000-es méretarányú fedetlen neogén vulkanosztratigráfiai térképéhez. — *Kézirat*, Kossuth Lajos Tudományegyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Adattára, Debrecen.
- MAURITZ B., TOLNAY V. 1953: A sajhóhidvégi trachit és trachittufa. — *Földtani Közöny* 83, pp. 381–385.
- MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar isotope data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 467–476.
- MUNTYÁN I., MUNTYÁN I.-NÉ 1985: A Dunántúli-középhegység ÉK-i részének kaolinos homokkő prognózisa. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NOSZKY J. ID. 1929: A magyar középhegység Schlier-rétegei. (Adalékok a Schlier-kérdés megoldásához). — *A debreceni Tisza István Tudományos Társaság II. osztályának munkái*. III. (2), pp. 81–128.
- ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani- és fácieskérdései. — *Földtani Közöny* 93 (1), pp. 63–73.
- PANTÓ, K., BALOGH, K., KOVÁCH, Á., SÁMSONI, Z. 1967: Rb/Sr check of Assynthian and Caledonian igneous activity and metamorphism in NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 11 (1–3), pp. 279–281.
- PÉCSKAY Z., BALOGH K., SZÉKYNÉ FUX V., GYARMATI P. 1987: A Tokaji-hegység miocén vulkánosságának K/Ar geokronológiája. — *Földtani Közöny* 117 (3), pp. 237–253.
- RADÓCZ GY. 1989: Kutatófűrési adatok a Bükkhegység DK-i előteréből. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADÓCZ GY. 1993: A borsodi köszénláprekonstrukciós vizsgálatok 1987–1993. évi eredményeinek összefoglaló értékelése. I. Földtani viszonyok. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADÓCZ GY. 1999: Dubicsányi Andezit Formáció. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADÓCZ GY. 2000a: Salgótarjáni Barnaköszén Formáció. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADÓCZ GY. 2000b: Borsodbótai Formáció. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADÓCZ GY. 2000c: A borsodi miocén tufaszintek vizsgálata, különös tekintettel a Nyugat-borsodi „középső riolittufa” rétegtani helyzetére. OTKA jelentés. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RADÓCZ GY. 2001: A Borsodi-medence és környéke miocén vulkanitjai. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RAVASZ CS.-NÉ 1993: A Szilvásvár-5, Bükkmogyoród-3 és Bükkzentmárton-3 fúrások dacittufa mintáinak ásványkötetani vizsgálata. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 2004: A Közép-dunántúli szerkezeti egység formációi. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002-ről*, jelen kötet.
- SZÁDECKY-KARDOSS, E., JUHÁSZ, Á., BALÁZS, E. ET AL. 1969: Erläuterungen zur Karte der Metamorphite von Ungarn. — *Acta Geologica Hungarica* 13, pp. 27–34.
- SZÉKYNÉ FUX V., KOZÁK M. szerk. 1982: A Tiszántúl felszín alatti neogén vulkánossága I–III. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SZÉKYNÉ FUX V., GYARMATI P. szerk. 1986: A Tiszántúl mélyszinti neogén vulkánossága és gyakorlati vonatkozásai I–III. — *Kézirat*, Kossuth Lajos Tudományegyetem, Ásvány- és Földtani Tanszék Adattára, Debrecen.
- SZTANÓ O., MAGYARI Á., NAGYMAROSY A. 1998: Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata: II. Oligocén szekvenciák és értelmezésük. — *Földtani Közöny* 128 (2–3), pp. 455–486.
- VARGA GY., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., FÉLEGYHÁZI ZS. 1975: A Mátra hegység földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 57 (1), 575 p.
- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. — *Geologický ústav Dionýza Štúra*, Bratislava, 314 p.
- VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES GY., MONOSTORI M., PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoöklógiai vizsgálatok alapján. — *Földtani Közöny* 127 (1–2), pp. 145–177.
- ZELENKÁ T. 1964: A „Szerencsi-öböl” szarmata tufaszintjei és fáciesei. — *Földtani Közöny* 94 (1), pp. 33–52.
- ZELENKÁ, T., PÉCSKAY, Z., KISS, J. 2001: Miocene vulcanism of the Mátra Mountains (N-Hungary). — *Pancardi 2001, II. Abstracts*. p. 16.

Volcano-sedimentary successions within an intra-arc related Jurassic Large Igneous Province (LIP): La Negra Formation, Northern Chile (a preliminary scientific report on the Br 997/22–1 DFG Pilot Project)

*Jura vulkáni ív közötti vulkáni törmelékes üledékes sorozat a La Negra Formáció nagy magmás provinciájából, Észak-Chiléből
(előzetes beszámoló a DFG BR 997/22–1 projekt eredményeiből)*

KÁROLY NÉMETH¹, CHRISTOPH BREITKREUZ² and HANS WILKE³

¹Geological Institute of Hungary, Department of Mapping, 14. Stefánia út 14. Budapest H–1143, Hungary, nemeth_karoly@hotmail.com

²TU-Bergakademie, Institute für Geologie, Bernhardt-von-Cotta-str-2, Freiberg, D–09596, Germany, cbreit@gco.tu-freiberg.de

³Departamento de Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, hwilke@ucn.cl, hwilke@socompa.ucn.cl

Key words: large igneous province, andesite, basalt, phreatomagmatic, hyaloclastite, peperite, ignimbrite, block-and-ash flow

Tárgyszavak: ár- vagy platóbazalt, platóláva, andezit, bazalt, freatomagmás, hialoklasztit, peperit, ignimbrit, blokk- és hamuár

Abstract

Volcaniclastic rocks especially silicic ones intercalated with flood lavas are generally less studied, however they carry significant information for a broader paleogeographic reconstruction of the syn-eruptive environment. A new project under the DFG (Br 997/22-1) research grant initiated to investigate the accumulation history of the volcanic rocks of the Jurassic La Negra Formation in northern Chile with special relevance to the explosive eruption products. The preliminary result of the first field season in 2003 is given in this report. Jurassic volcanic rocks form large parts of the Coastal Cordillera in northern Chile, called La Negra Formation, which constitute the major part of an up to 15-km-thick pile of alternately marine and continental deposits, issued from volcanic arcs situated between a land area with Paleozoic basement in the west and a marginal sea in the east, typically considered to be an intra-arc setting. Marine sedimentary intercalations reported earlier indicate a depositional environment of shallow marine or at sea level that allowed a marine transgression over extensive sheet-like lava flow units. Existence of such marine intercalations have not been confirmed to be very extensive. Instead, coherent lava flow units have been found more commonly interbedded with thin volcaniclastic units than it was reported earlier.

Large-scale angular unconformities have not been identified in the volcanic succession, thus a short time span of the accumulation of the La Negra Formation is inferred. Eruptions along fissures are interpreted to be a likely source to form a uniform pile of lava flows originally in sub-horizontal setting, suggesting that the entire volcanic sequence is part of a volcanic accumulation zone of an arc system, such as ring plains, basin fills, or shallow marine basin surrounding volcanic archipelago. Vertically cross-cutting dykes often fragmented and/or connected to pyroclastic breccia pipes inferred to be feeding channels of subsequent volcanoes. The systematic field work has confirmed the presence of greater volume of volcaniclastic rocks and underlines that volcaniclastic units are of greater importance in the La Negra Formation than it was considered before.

Newly identified pyroclastic rocks near Tocopilla at present sea level exhibit quenching and inferred to be result of non-explosive in situ frag-

Összefoglalás

Vulkaniklasztit kőzetek, különösen a savanyú változatok általában ritkák és kevésbé tanulmányozottak a nagy térfogatú platóláva területeken, annak ellenére, hogy azok sokszor fontos információkkal szolgálhatnak az adott terület öskörnyezeti rekonstrukciójához. Egy új, a Német Tudományos Alapprogramok (DFG) által támogatott projekt (Br 997/22-1) az észak-chilei jura korú, *La Negra* Formációban található piroklasztit kőzetek tanulmányozását kezdte meg. Ebben az összefoglalóban a projekt 2003-as évben gyűjtött adatait mutatjuk be. Elsősorban jura korú magmás kőzetek alkotják a Parti-Kordillera Észak-Chilét átszelő részét, melyek helyenként tengeri üledékekkel váltakozó összvastagsága eléri a 15 km-t. E magmás képződmények egy vulkáni ívhez köthetők, mely nyugaton egy paleozoos alaphegységre épülő szárazföld és keleten egy sekély tenger között húzódhatott. A tengeri közbetelepülések arra utalnak, hogy a vulkáni ív alapvetően alacsony térszínű terület lehetett, és így transzgressziós időszakokban tengeri üledékek települhettek a láva testekre. E kutatás alkalmával nem sikerült nagy kiterjedésű tengeri üledékekre találni, viszont vulkáni törmelékes kőzetek sokkal nagyobb térfogatban vannak jelen, mint azt korábbi jelentések rögzítették. Nagy területen követhető, a vulkáni folyamatok jelentős szünetére utaló diszkordancia felületeket nem sikerült azonosítani, mely a vulkáni anyag gyors felhalmozódására utal. Monoton láva sorozatok hasadékmenti kitörés során közel azonos települési viszonya azok eredetileg közel vízszintes helyzetére utalhatnak az utólagos szerkezeti mozgások figyelembevételével, s így a terület egy vulkán felhalmozódási területnek értelmezhető (pl. vulkáni kúppalást fácies). Függőleges

mentation of lava flows erupted in subaqueous conditions. A thick uniform volcanoclastic succession has been located near Taltal indicating deposition from eruption-fed pyroclastic density current. A general gradual facies change from subaqueous coherent lava flow and volcanoclastic successions to sub-aerial ones have been recorded near Tocopilla, pointing out that large volume pre-dominantly sub-aerial explosive silicic eruptions may have been more frequent in the later phase of the production of the La Negra Formation. Pillowed and chilled lava flow margins, as well as presence of hyaloclastite, are gradually disappearing 2–300 m above the present sea level in the escarpment of the Coastal Cordillera, and lava flow units gradually giving place to silicic pyroclastic units inferred to be deposited under sub-aerial conditions. This gradual change indicates that the initial subaqueous to emergent effusive volcanism in an intra-arc setting transformed to a more sub-aerial explosive and effusive volcanism in time. Pyroclastic rock units with texture and bedding characteristics indicative for deposition from block-and-ash flow and ignimbrite eruptions as well as near-source reworking of such deposits e.g. by lahars are confirmed to be more widespread in the entire studied succession of the La Negra between Taltal and Tocopilla. The presence of newly identified phreatomagmatic fallout deposits suggest that large-volume phreato-Plinian silicic eruptions may have been more frequent in the late stage of activity of the La Negra volcanic arc. Such eruptions have a significant effect on an immediate landscape-modification, their deposits may travel over hundreds of kilometres and influence the normal sedimentation history of a broad area. The general lack of siliciclastic inter-beds indicate that the source area of the volcanogenic sedimentary units must have been overwhelmingly volcanic. In spite of the dynamic volcanic picture given here, the general uniform orientation of lava flow as well as volcanoclastic rock units of the volcanic succession even more strikingly suggest that the La Negra is a broad intra-arc related accumulation zone of volcanic material from nearby, perhaps already vanished volcanic edifices.

irányítottágú piroklasztit breccsa szerkezetek vulkáni kitorési csatornáknak értelmezettek. A szisztematikus terepbejárás alkalmával megállapítható, hogy a piroklasztit képződmények térfogata lényegesen nagyobb, mint azt eddig leírták. A most azonosított piroklasztit sorozat a Tocopilla városától délre a jelenlegi tengerszint közelében, olyan képződményekből áll, mely bőségesen hordoz olyan jelenségeket, amelyek a magma robbanás nélküli hűlve töredezésével keletkezett részben, vagy teljesen víz alatti környezetben. Nagy vastagságú piroklasztit sorozatok Taltal városától délre, vulkáni kitorések keltette víz alatti tömegárak által történt szállításra utalnak. A vulkaniklasztit fáciesek fokozatos változása követhető a tisztán víz alatti környezetre utaló jelektől a tisztán szárazföldi felhalmozódásra utaló jelekig a Tocopilla melletti vulkáni sorozatokban. Párnalávák, hialoklasztit rétegek és egyéb, a magma hirtelen lehűlésére utaló jelek fokozatosan tűnnek el 2–300 méterrel a mai tenger szintje felett. Piroklasztit képződmények szövete blokk- és hamuár, ignimbrít és azon üledékek áthalmazott változataira utalnak, mely képződmények elterjedtek a *La Negra* Formáció egészében. Az új azonosított freatomagmás hullott piroklasztit rétegek esetenkénti nagy energiájú robbanásos kitorésekre utalnak. Ilyen események és azok kitorései termékei általában jelentősen megváltoztathatják egy terület képét és azok akár több száz kilométerre eső területekre is hatással lehetnek. A siliciclasztikus üledékes közbetelepülések hiánya arra utal, hogy a *La Negra* Formáció alapvetően vulkáni forrásból épülhetett fel, s annak forrása egy vulkáni szigetívnek rekonstruálható.

Introduction

The #Br 997/22–1 DFG funded pilot project aimed to collect information to determine, A) the sedimentary processes related to flood lava emplacement associated with one of the less known Jurassic Large Igneous Province (LIP) in Northern Chile (La Negra Formation) (Figure 1 and Plate I. 1 and II.), B) the physical characteristics of the erupted lavas of this LIP, and C) the development of a complex volcano-sedimentary sequence through time in terms of (a) rates of magma supply, (b) duration of emplacement time of individual lava flows, as well as complex lava units, (c) identification of possible sources of large-volume lava fields, (d) geochemical variations of both lava and volcanoclastic sequences, and (e) influence of the depositional environment (e.g. subaqueous — subaerial) on the formation of volcanoclastic sequences as well as the texture of the emplacing lava units.

The primary aims to pursue this project is based on the fact the previous geochemical data collection of the Northern Chilean Jurassic LIP is substantial. However, a detailed study in regard of emplacement mechanism and relations between the lava flows and the magmatic plumbing system driving the volcanism is still remaining unclear,

moreover never been addressed before. In general, such studies are generally rare and forming a new part of volcanology often referred to volcanic petrology (HANSTEEN et al 1998, KLÜGEL 1999, KLÜGEL et al. 2000, NÉMETH et al 2003). Volcanoclastic and siliciclastic inter-beds among lava units of LIPs have been documented and studied carefully recently (WHITE and MCCLINTOCK 2001, PEATE et al., 2003), all suggesting a complex emplacement mechanism of LIPs as well as pointing to the usefulness of the identification and detailed studies of such deposits with respect to paleo-environmental reconstruction of the volcanic areas.

The large spatial distribution covered by the La Negra Formation (~1500 km long and 200 km wide) as well as its great thickness (up to 10 km) of well-exposed volcanic rocks confirm that the La Negra (Figure 1 and Plate I. 1 and II.) should be considered as a yet unknown Large Igneous Province. By volume the preserved volcanic rocks in the La Negra are comparable to Karoo or Ferrar; however, the tectonic setting of the La Negra inferred to be different from these well-known LIPs. The La Negra Formation is also considered to differ in comparison to other classical LIP examples, having more evolved lava flow units and already reported accumulation of silicic explosive eruptive prod-

ucts. In addition, the lack of vegetation makes the La Negra Formation a perfect site for studies that may contribute to our knowledge of a relatively unknown arc-related LIP.

During the 2003 field work researches in a framework of a German Science Foundation (DFG) run project has been focused on field description of the Mesozoic volcanic successions of Northern Chile with special care to their spatial relationships in a broader geographical area, however, only 4 type localities (Figure 1 and Plate I. 1 and II.) have been found to be worthy of more detailed studies to meet the primary aims of the project; 1) Tocopilla section, 2) Antofagasta coastline, 3) Antofagasta desert region and 4) Taltal coastline. Petrography of both volcanoclastic and lava rocks from handspecimen collection as well as thin section studies of selected key rock units with special care to volcanoclastic textures have also been done. Preliminary sedimentary logging focussing on sedimentary structures and textures of both the immediate under and/or overlying sedimentary (predominantly clastic) units overlain by lava flows made possible some key observation indicative for the reconstruction of the sedimentary environment to where volcanoes produced the La Negra Formation erupted. The identification of type of clastic sediments have been especially critical (volcanoclastic versus siliciclastic). Such sedimentary description contribute significantly to our understanding of (1) the the depositional environment to where the large volume lava flows erupted, (2) the origin of the volcanoclastic sequences (e.g. primary, reworked, or re-deposited in origin) that could help to establish the type of sedimentary basin developed prior and parallel to the emplacement of the flood lava fields in the Northern Chile LIPs., (3) the relative timescale and time differences between deposition of intercalated siliciclastic and/or volcanoclastic units and lava flows (e.g. identification of lava foot breccias, peperitic margins, soft sediment deformations accompanied with lava flow emplacement) and (4) the distinction between volcanic processes, which are directly related to explosive volcanic eruptions associated with the emplacement of the large volume igneous bodies, and which are results of sedimentary processes transporting detritus from eroding volcanic zones located along the active volcanic arc.

Here we first give a general review of the enigma of Large Igneous Provinces with special relevance to the examples in Northern Chile. Afterward we present a short summary of the previous knowledge about the La Negra Formation and then we give details of the field observations and a possible working hypothesis of the volcanology of the La Negra Formation.

A review of Large Igneous Provinces (LIPs) including silicic ones (SLIPs)

Large Igneous Provinces (LIPs) are defined according to various volcanology text books to be large floods of basaltic to lava extruded during relatively brief episodes

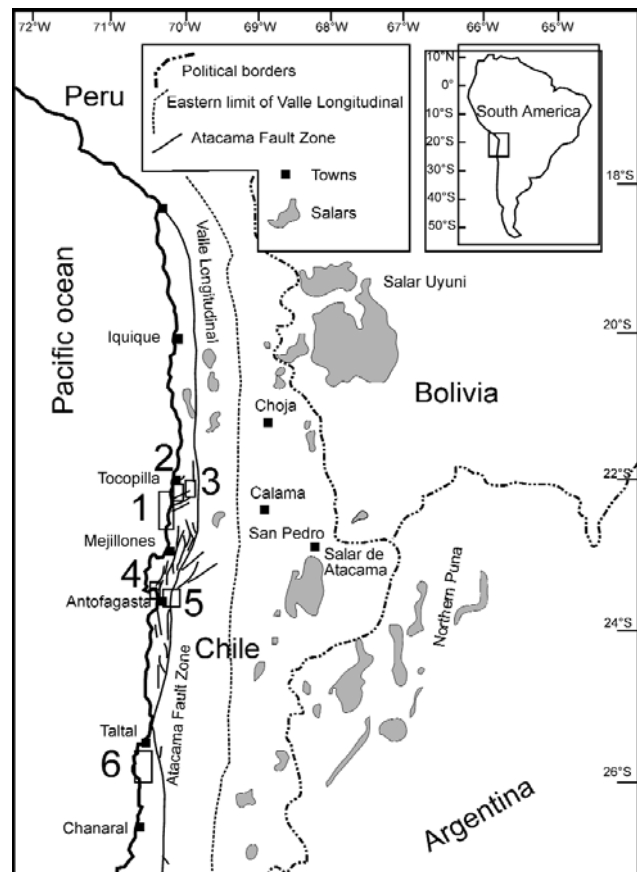


Figure 1. Overview map of the study area

Numbers representing selected type localities; 1 — Tocopilla shoreline, 2 — Tocopilla cliff section from the sea level, 3 — Tocopilla cliff section from above, 4 — Antofagasta coastline, 5 — Antofagasta desert area (e.g. Cerro Miranda section), 6 — Taltal coastal area, Cerro Blanco section

I. ábra. A tanulmányozott terület átnézeti térképe. A számok a hivatkozott területeket jelölik

1 — Tocopilla parti zóna, 2 — Tocopilla parti leszakadás, 3 — Tocopilla hegygerinc, 4 — Antofagasta parti zóna, 5 — Antofagasta Atacama sivatagi terület (e.g. Cerro Miranda), 6 — Taltal partvonal (Cerro Blanco)

that produce continental and oceanic plateaus (SIGURDSSON 2000, BEST 2003, SCHMINCKE 2004). Contrary to general belief, not all large igneous provinces (LIPs) are characterised by rocks of basaltic composition (BRYAN et al., 2000, 2003). Silicic-dominated LIPs (andesite to rhyolite coherent lava flows and large volume ignimbrites or associated volcanoclastites), are being increasingly recognised in the rock record (BRYAN et al. 2000, 2003). These silicic LIPs (SLIPs) are consistent in being: (1) volumetrically dominated by ignimbrite; (2) active over prolonged periods (40–50 My), and (3) spatially and temporally associated with plate break-up. Silicic dominated LIP in the Australia e.g., related to the break-up of eastern continental Gondwana (BRYAN et al. 2000). Felsic magmatism is often observed in the final stages of the eruption of continental large igneous provinces (e.g. KIRSTEIN et al. 2001). Several authors suggest that there appears to be a link between lithospheric thinning and a change in the origin of the felsic magmas, from open system fractional crystallization to mid/lower crustal melting (e.g. KIRSTEIN et al.

2001). Studies of silicic LIPs are very new and there is one fact common between classical LIPs and silicic ones, both produced hundreds of km³ of volcanic rocks. A short summary of the uniqueness of LIPs is presented in the next section.

Enigma of LIP

Reason to pursue the primary aim of the project is that LIPs, such as the La Negra Formation, are produced by the largest, very instantaneous volcanic events known on Earth (RENNE and BASU 1991, HEIMANN et al. 1994, HOFMANN et al. 1997, LOPER 1998, SELF et al. 1998, HAMES et al. 2000, HOOPER 2000) and their development, reasoning and influences are still not fully understood (COURTILLOT 1990, ERWIN and VOGEL 1992, CAMPBELL et al., 1992, ELDHOLM and THOMAS 1993, STOTHERS 1993, DALRYMPLE et al. 1995, DUNCAN et al. 1997, FERAUD and COURTILLOT 1994, PRASAD and KHAJURIA 1995, FICCARELLI et al. 1997, SINTON and DUNCAN 1997, PÁLFY and SMITH 2000).

Significance: Studying LIPs such as the La Negra Formation in northern Chile may give an opportunity in better understanding of the relationship between flood lava eruption and their impact on the environment.

Size of LIPs

Large-volume lava-dominated volcanism occurred in both continental and oceanic settings in the Earth history in various times, and they characteristically developed in a very short period of time (BELLIENI et al. 1991, CARLSON 1991, COURTILLOT 1990, DUNCAN and RICHARDS 1991, DUNCAN et al. 1997, HOFMANN et al. 1997, PIK et al. 1998, ELLIOT and FLEMING 2000, HOOPER 2000, KERR et al. 2000). Flood basalt provinces in general produced vast amount of lava flows in both continental and oceanic settings (COFFIN and ELDHOLM 1993, THORDARSON and SELF 1993, COFFIN and ELDHOLM 1994, MAHONEY and COFFIN 1997, SINTON et al. 1998). In regard of the large amount of data available from various flood lava provinces, the emplacement mechanism of such amount of melt is still unclear, and under frontline research (KESZTHELYI 1995, LANCASTER et al. 1995, CASHMAN et al. 1998, THORDARSON and SELF 1998, KESZTHELYI et al. 2000, MIYAMOTO and SASAKI 1998, SELF et al. 1998, ANDERSON et al. 1999, ANDERSON et al. 2000, SELF et al. 2000).

Significance: For the North Chilean La Negra Formation, geological data largely comprise of geochemical studies only (e.g. ROGERS 1983, BUCHELT and TELLEZ 1988), however, detailed studies have not been initiated yet to understand the volcanological framework of the formation of the La Negra Formation (e.g. MUNOZ and VENEGAS 1988). Studying the lava flow field's of the La Negra LIP can increase our knowledge of the mechanism of large volume lava emplacement.

Time problem and the genesis of LIPs

Flood basalts in general are believed to be emplaced in a short time, e.g. less than 1–2 million year. Taking this time scale into account, questions arise as to what are the characteristics of the emplacement-mechanism of melts, their generation and possible storage places in sub-surface region prior to eruption (COURTILLOT 1990, CARLSON 1991, ARNDT et al. 1993, GEIST and RICHARDS 1993, HOOPER and HAWKESWORTH 1993, COFFIN and ELDHOLM 1994, DODSON et al. 1997, REIDEL 1998, THORDARSON and SELF 1998). The source and melt generation that fed continental flood basalts are still unclear, however, two main controls are considered on the basis of compositions of continental flood basalt 1) lithospheric thickness and 2) processing of magmas in chambers that were periodically replenished and tapped, while continuously fractionating and assimilating their wall rocks (ARNDT et al. 1993, PEDERSEN and VANDERBEEK 1994, BAKER et al. 2000, DALZIEL et al. 2000, GOLONKA and BOCHAROVKA 2000, JOHNSTON and THORKELSON 2000). It is even less studied how other large igneous volcanic provinces with more evolved composition developed. Such volcanic provinces often referred as to silicic large igneous provinces (SLIPs).

Significance: It is a fact that the origin of LIPs, especially in continental settings remains speculative. In arc-related flood lava fields, such as the area of the La Negra, where the thermal and geochemical effect of the subducted slab cannot be neglected in modeling the development of LIPs (GEIST and RICHARDS 1993), the origin of flood lava field is even more complicated, therefore the La Negra Formation is a good site to pursue such a research.

Sedimentation associated with LIPs

Emplacement of flood lava in continental settings is often accompanied by syn-volcanic sedimentation producing siliciclastic and volcanoclastic interbeds (e.g. JERRAM et al. 1999, PEATE et al. 2003). Studying the detailed facies relationships of the intercalated silicic- and volcanoclastic beds helps to develop precise paleoenvironmental, tectonic and basin subsidence reconstruction from flood lava fields (BABCOCK et al. 1992, BLAKE 1993, PUCHTEL et al. 1998, STOLLHOFEN et al. 1998, CUMMINGS et al. 2000). Although our picture of flood basalt is overwhelmingly effusive, phreatomagmatic eruptions have preceded quiet effusion of some flood basalts in the Coombs Hill in the Antarctica and reflect the same influence of vent architecture and hydrology on eruptive style as seen for small-volume eruptions (WHITE and MCCLINTOCK 2001).

Significance: Identification and interpretation of volcanoclastic rocks intercalated with flood lava series are still a relatively less highlighted area of studies related with LIPs. Interbeds of volcanoclastic units from various stratigraphic units from the La Negra Formation has already been reported, however, their nature, textural characteris-

tics and relationship with the lava units have not been addressed yet.

Mesozoic Arc-related volcanism in Northern Chile: a potential (S)LIP

The early Mesozoic predominantly Jurassic volcanism in Chile, one of the less known volcanic province in the South American continent, exhibits a wide range of lava fields (predominantly andesite) with associated dyke swarms as well as intercalated volcanoclastic sequences. More than 2000 km³ of acid and 9000 km³ of basic volcanic rocks formed during the Jurassic and Early Cretaceous in the Coast Range of central Chile (VERGARA et al. 1995) (Plate II.). These rocks, which constitute the major part of an reconstructed up to 15-km-thick pile of alternately marine and continental deposits, inferred to have been issued from volcanic arcs are situated between a land area with Paleozoic basement in the west and a marginal sea in the east (VERGARA et al. 1995). Asthenospheric upwelling led to extension and bimodal volcanism; the volcanic products were deposited in intra-arc basins subsiding at high rates (100–300 m/m.y.) (e.g. BUCHELT and CANCINO 1988, VERGARA et al. 1995). The extension and subsidence resulted in a low-relief topography close to sea level, in contrast with the present-day convergent type of Andean volcanism at the same latitude where calc-alkaline to intermediate lavas erupt from volcanoes at great height above a thick crust. During the Jurassic and Early Cretaceous, the magmatic arc was situated in the Coastal Range of Chile (BUCHELT and CANCINO 1988). It consists of andesitic lavas, locally more than 10 km thick and of large plutons of mainly dioritic composition. The great thickness of the volcanics as well as their composition showing tholeiitic affinities in the early stage, indicate a geotectonic setting different from that of the subsequent arc-systems. The volcanics overlie some Early Jurassic marine sediments, Triassic and Upper Palaeozoic granitoids as well as rocks of the metamorphic basement (DIAZ et al. 1985). Marine intercalations in the Jurassic volcanics indicate a depositional environment more or less at sea level. The extrusion of the La Negra volcanics was accompanied by a considerable crustal subsidence and the intrusion of huge dioritic batholiths as well as ductile shear deformation (REUTTER et al. 1988, SCHEUBER et al. 1986). Deformation was closely related to the intrusion of plutonic bodies in Jurassic to Early Cretaceous time (SCHEUBER and ANDRIESEN 1990, SCHEUBER et al. 1986, SCHEUBER and GIESE 1999, SCHEUBER and GONZALEZ 1999). Intense tectonic activity took place in the magmatic arc, where, as a consequence of oblique subduction (LARSON and PITTMAN III 1972), transpression caused important left lateral strike slip motion (SCHEUBER and ANDRIESEN 1990, SCHEUBER and GIESE 1999, SCHEUBER and GONZALEZ 1999) and compressional warping and block tilting.

La Negra Formation: review of stratigraphy and evolution

Tectonic activity in the 22–26° S Coastal Cordillera during the Jurassic time is largely restricted to the region of magmatic activity (SCHEUBER et al. 1993). The continuation from an inferred arc to the east comprises a chain of marine basins of Jurassic age with moderate subsidence and tectonic quiescence (PRINZ et al. 1993). Extension was probably induced by an extremely oblique movement of the Phoenix Plate in the SSE direction relative to the continental margin (SCHEUBER et al. 1993). This extension leads to an extreme thinning of the pre-Jurassic continental crust in the intra-arc area (LUCASSEN and FRANZ 1994). High seismic velocities in the upper crust (WIGGER et al. 1993) and a positive gravity anomaly (GÖTZE and KIRCHNER 1997) in the Coastal Cordillera between 22–26° S are strong evidence for a general absence of SiO₂-rich upper continental crust, apart from minor occurrences of little thickness. The significance of a Jurassic subduction in this tectonical framework was questioned by LUCASSEN and FRANZ (1994). However, there is still no model to interpret the formation and tectonic settings of the La Negra Formation.

The Mesozoic tectonic evolution of Northern Chile as a hypothetical arc can be summarised in the following steps on the basis of stratigraphy studies (Buchelt and Cancino 1988):

Extension without subduction (Triassic–Permian).

Subduction and minor extension — The volcanic rocks of the La Negra Formation are mainly deposited on pre-Jurassic crust that had already thinned during well-defined phases in Triassic and Early Jurassic time. Angular unconformities are not described in the volcanics, and it is possible that most of the rocks extruded during a short time span. Eruptions along fissures are likely to have occurred (SCHEUBER et al. 1993), forming a uniform pile of lava flows. In the La Negra Formation sediments inferred to comprise only a minor part (5%) of the otherwise an entirely volcanic succession (BUCHELT and CANCINO 1988) and these volcanics interpreted to be deposited both sub-aerially and subaqueously. Subsidence of the crust and deposition of the volcanics inferred to have been well-balanced (LUCASSEN and FRANZ 1994).

Cessation of subduction and beginning of extension lead to subsequent intrusion of the La Negra Formation by quartz diorites (GONZALES 1990).

Although feeders of the volcanoes have not been found so far, field observations indicate that many parts (in east and south of Antofagasta) can be seen as a widespread distribution of co-existing lava successions partly showing considerably true thickness of up to 1400 m. Rocks of the La Negra Formation according to Buchelt and Zeil (1986) estimation consist of about 85% of lava flows, 10% of volcanoclastic rocks including eruptive coarse grained volcanic breccias and 5% of thin layers composed predominantly of non-volcanic sandstones and conglomerates

(BUHELDT and CANCINO 1988). The single lava flows show thickness of up to 80 m, whereas the tuff-layers are only a few meters thick. The matrix of the consolidated pyroclastic rocks found in the lower parts of the succession (Cuevitas-group) shows a submarine origin, as opposed to the subaerial origin of the two other groups (BUHELDT and CANCINO 1988). The volcanic rocks of the La Negra Formation (BUHELDT and ZEIL 1986) in the visited areas of Antofagasta belong mostly to the high-alumina basalt-andesite-dacite association, which is (together with rhyolite) the most characteristic volcanic association of the Andes (BUHELDT and CANCINO 1988). Basalts, basaltic andesite and andesites are predominantly lava and the dacitic rocks are pyroclastics (BUHELDT and CANCINO 1988).

The volcanics of the La Negra Formation near Antofagasta are considered to be volcanic rocks of a 40-50 km long "retreating" back-arc of an active continental margin (BUHELDT and CANCINO 1988). The few marine outcrops of Mesozoic rocks in the Coastal Cordillera and the Longitudinal Graben are of great importance, as an inter-fingering of coherent lava flows and volcanoclastic rocks with marine sediments is expected in these region (GRÖSCHKE et al. 1988). Contact relations of the volcanics to their basement are not known in the area apart from tectonic contacts and some proven intrusions into the volcanics (GONZALES 1990). However, there are outcrops in the Coastal Cordillera where the La Negra volcanics rest unconformably on Paleozoic strata. The stratigraphic correlation of the La Negra volcanics has not been established (LUCASSEN and FRANZ 1994). The dykes, that were interpreted as feeder dykes for the lava flows (PICHOWIAK et al. 1990) differ in their texture from the sheet-like lava flows. Dykes from the work of PICHOWIAK and BREITKREUZ (1984) show a scatter in their element distribution that is similar to the scatter of the La Negra volcanics, whereas the dykes analysed by LUCASSEN and FRANZ (1994) follow calc-alkaline trend and are thought to be co-genetic.

Lava flows of the inferred Jurassic volcanic arc intercalated with marine sediments have also been reported around Iquique (Northern Chile) (KOSSLER 1996). Especially the deposits of the Bajocian exhibit striking inter-stratification of volcanic and sedimentary rocks (KOSSLER 1996). After emplacement of widespread pre-Bajocian plateau basalts, the geological situation changed, starting from the Early Bajocian. In the coastal region south of Iquique, permanent explosive volcanism is observed in the Late Early Bajocian indicated by lava flows and tuffs in chaotic setting. This region is interpreted to represent the eastern margin of a center of volcanic eruptions. In the coastal region north of Iquique and inland, this explosive volcanism is only documented by its distal products, which occur in the marine sedimentary sequences of the Bajocian (KOSSLER 1996). The time length of the emplacement of the La Negra lava flows has been estimated by paleomagnetic methods recently, and it was concluded to have taken a longer time than expected,

approximately 5 millions of years (GOGUITCHAICHVILI et al. 2003).

The geochemical data collection from the Jurassic volcanic rocks of Northern Chile is substantial, however, a detailed study in regard of emplacement mechanism and possible relations between the lava flows and the magmatic plumbing system driving the volcanism has still remained unclear. The large spatial distribution (Plate II.) of the volcanic field (1500 km×200 km) with great thickness of well-exposed early Mesozoic volcanics (km-scale) can give a perfect opportunity to study a relatively unknown LIP inferred to be related with arc-system. In this respect this locality might be unusual in comparison to other LIPs.

Results

The volcanic rocks of the La Negra Formation form a relatively narrow (200 km) belt of scattered and tectonically dissected occurrences of thick accumulation of coherent, mostly basaltic andesite to andesitic lava flows and accompanied volcanoclastic units (Figure 1 and Plate I. 1 and II.). The volcanic rocks crop out mostly on the western margin of the succession, near to the Pacific Coast where an average of 1000 m abrupt cliff perfectly exposes the entire inner architecture of the volcanic succession (Plate I. 2). However, the large outcrops in the Pacific Coast cannot be accessed without proper equipment, and occasional flash floods could be fatal. The dry valleys (quebrada) maybe access upto 350 m above sea level from below, or an up to 200 m relative elevation descend could be achieved from above with no special gear necessary. Any further attempt to section these cliffs needs great care (Plate I. 2).

On the basis of extensive search for good outcrop locations it has been concluded that locations to study the stratigraphical position, volcanic textures and contact relationships of the rock unit assigned to be part of the La Negra Formation may comprise six major areas; 1) the coast line from Tocopilla to Mejillones, 2) the basal zones of the coastal escarpments south of Tocopilla, 3) the topmost part of the Coastal Cordillera south of Tocopilla 4) the coast near the city of Antofagasta, 5) the Cerro Miranda area, between Antofagasta and the Atacama fault line and 6) areas south of Taltal (Figure 1 and Plate I. 1). Any other dissected outcrops located in the Atacama desert represent hill sides that are either not forming characteristic exposure sites nor well exposed due to intensive weathering surfaces.

Tocopilla Pacific Coast

This area is located south of the township of Tocopilla (locality number 1, 2 and 3 on Figure 1 and Plate I. 1) and consists of steep cliffs of the Coastal Cordillera dropping to sea level from an average of 1200 m elevation (Plate II. 2). This area has three relatively well accessible outcrop

groups; a) on the coast following the old Panamericana road down to approximately halfway toward Antofagasta, b) few gentle slope dry valley over the extensive alluvial fans descending from the cliffs, and 3) the upper section of dry valleys maybe accessed from above.

The Tocopilla shoreline

Description

On the Pacific coast an extensive and well accessible outcrop chain has been found south of Tocopilla (locality number 1 on Figure 1 and Plate I. 1). Here thick (m-scale) mafic lava flow units crop out with a large number of evidences of quench crystallisation as well as fast cooling and chilling (Plate III. 1 and 2). The lava flow units are interbedded with volcanoclastic rock units up to 2 m in thickness (Plate III. 2 and 3). Chilled margins of coherent flows are often altered to red, brown cm-thick crusts closely resembling palagonite rims (Plate III. 1). Coherent lava bodies often form flattened convex up pillow shaped piles of coherent lava (Plate III. 1). The contact between coherent lava flow unit and volcanoclastic units are sharp, however, they are irregular, often forming bulbous flow foots (Plate III. 2). The volcanoclastic units are very changeable in thickness (dm-to-m-scale) but they look sheet-like (Plate III. 3). The volcanoclastic beds consist of angular mafic lapilli, fine matrix, cemented by calcite and/or jasper (Plate III. 3). Nearby to coherent lava bodies jig saw fit structures as well as continuous transition from a coherent body to the fragmented rocks have been recognised. Tuff breccias with same composition often contain large bomb and block size fragments having chilled margin and/or fluidal shape. Fine grained tuffs and lapilli tuffs often draping entire tuff breccia units (Plate III. 3). Such tuff and lapilli tuff units consist of angular to sub-rounded basaltic andesite fragments. Fragmented rock units are often associated with dykes (Plate III. 4) There are no siliciclastic material nor fossil have been identified so far from these volcanoclastic beds.

Interpretation

On the basis of preliminary field work, it is concluded, that near Tocopilla, on the shoreline, lava flows having pillow lava structure on the basis of their morphology and presence of altered rims inferred to be former glassy rims. However, since the general feature of radial jointing often associated with pillow lavas (McPHIE et al. 1993) is lacking, the interpretation needs further investigations. The interbedded volcanoclastic units are closely resembling hyaloclastite units on the basis of presence of chilled, quench crystallized juvenile lapilli (former volcanic glass). Hyaloclastite here considered to be a result of quench fragmentation in which hot magma in contact with cold external water undergoes rapid chilling, usually to a glass, and subsequent fracturing by the thermal stresses made its fragmentation (e.g. McPHIE et al. 1993, SCUTTER et al. 1998, MARTIN 2002). However, the presence of bulbous

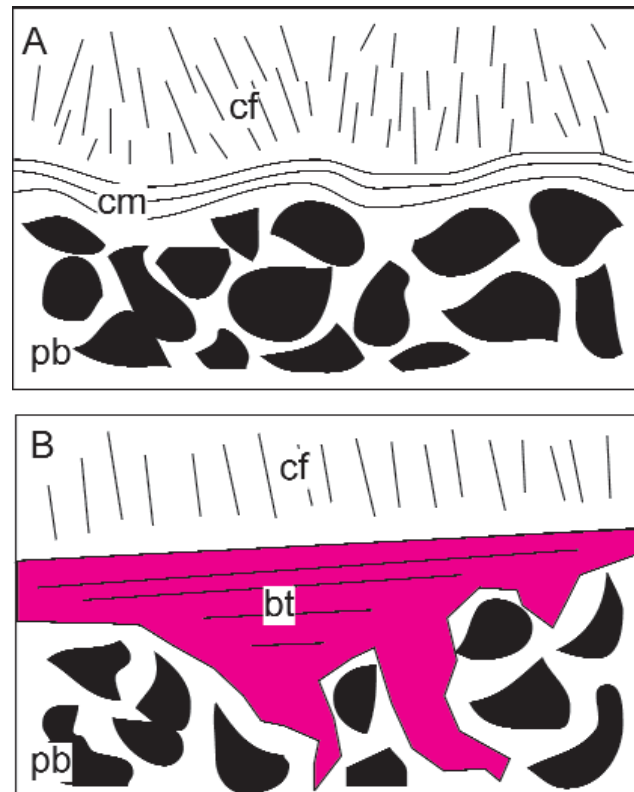


Figure 2. Two types of contact zone between volcanoclastic rock unit and coherent lava flows

A) contact is irregular, and coherent flow margins exhibit reddish-to-brown, glassy zones, often in multilayered form (cm). Coherent flow often show slight radial jointing pattern (cf). Pyroclastic breccia consists of glassy juvenile fragments, often cemented by calcite and/or jasper. These breccia zones often strongly epidotized. This type of contact inferred to be a contact between subaqueous pillowed lava flows and hyaloclastite B) contact of the coherent flow unit (cf) is relatively sharp with a fine grained lapilli tuff which is often well bedded or slightly cross bedded (bt). Zones of hollow filling arms of the tuffs invading into the interclast regions of the pyroclastic breccias (pb). The bedded tuffs often contain clasts inferred to be aeolian. This fact and the lack of features characteristic for chilled lava flow margins suggest that this type of contacts more characteristic to subaerially emplaced lava flows. Because of the intensive desert weathering, further research needs to clarify the meaning of these type of lava to pyroclastic unit contacts

2. ábra. A vulkaniklasztit rétegek és a koherens láva kőzetek kapcsolatának két típusa

A) a kontaktus szabálytalan alakú, vörösesbarna kéreg ismerhető fel a látatest peremén (cm). A látatestek gyakran sugaras elválást mutatnak (cf). A piroklasztit breccsák üveges juvenilis törmelékekben gazdagok, s azok gyakran kalcittal és/vagy jáspissal cementáltak. E piroklasztit rétegek juvenilis törmelékeinek ásványai erősen epidottá alakultak. Ilyen típusú kontaktus leggyakrabban párnaláva és hialoklasztit rétegek között azonosítható, B) éles kontaktus a koherens láva (cf) és vulkaniklasztit rétegek között (bt). A vulkaniklasztit rétegek gyakran keresztaréztettek. Szerkezet nélküli tufa intrúziók gyakran kitöltik a piroklasztit breccsák nagyobb töredékeinek szemese közti terét (pb). Rétegzett tufarétegek gyakran szél által történt szállításra utalnak. E szöveti jelenségek azt jelzik utalnak, hogy e képződmények szárazföldi környezetben halmozódtak fel. (További vizsgálatok szükségesek e szerkezetek értelmezésére.)

lava fragments in the volcanoclastic matrix indicates that active pillow formation has been ongoing in time of the magma chilling and its brittle fragmentation. The well bedded volcanoclastic units often mantling the lapilli tuff and/or tuff breccias horizons are interpreted to be either

distal, reworked/redeposited hyaloclastite beds, or pyroclastic units derived from other distal eruptions. To clarify the origin of these units needs further investigation.

Tocopilla cliff sections

Description

Near Tocopilla, on the steep coastal escarpment (locality number 2 on Figure 1 and Plate I. 1), a thick succession of pyroclastic rock units has been identified (Plate IV). Further above the alluvial fans covering the lower 100 – 150 m section of the coastal escarpments, steep, but still accessible dry valleys are located (Plate IV. 1). In these valleys, thick successions of volcanoclastic rocks have been identified (Plate IV. 1). In addition, the alluvial fans are also rich in clasts representing diverse variety of volcanoclastic rocks derived from above. In the Tocopilla section, the most important discovery is an > 50 m thick grey, light pinkish rock units, having undulating lower contact and flat and/or lensoid upper contact (Plate IV. 1). These rock units are clearly visible from the coastal highway, and traceable over kilometres. The bedding orientation of this rock units is similarly eastward dipping by 20–25 degrees as usually most of the units in the La Negra Formation in this part of the section. This rock consists of elongated (cm-to-dm-scale) fiamme (Plate IV. 2 and 3), as well as lapilli size volcanic lithics hosted in a fine ash matrix (Plate IV. 4). Below and above, coherent lava flow units interbedded with tens of metres thick pyroclastic units rich in volcanic lithics from fine lapilli to block size (Plate IV. 3). These rock units forming massive and/or weakly stratified units have no current indicators neither characteristic sedimentary textures. In the 300–350 m section above sea level, fine lapilli tuff and tuff beds are often interbedded (Plate IV. 3) forming laterally continuous marker horizons that are useful for lateral correlation of units. The fine lapilli tuff and tuff layers have volcanic lithic, altered juvenile fragments, and accretionary features which need further textural studies. The volumetrically most common volcanoclastic units in this section are various pyroclastic breccias and lapilli tuffs (Plate IV. 4). These units are predominantly tuff breccias having very diverse volcanic lithic clasts with green, grey, yellowish, pinkish colour in a fine grey ash matrix. Lapilli tuff rock samples with sub-rounded coarse ash to fine lapilli matrix from colluvial debris are often recovered. No fossils are known from the Tocopilla section up to the 400 m above sea level zone. It is also noteworthy that chilled margins and/or pillowed structures are seemingly absent in this section.

In attempting to make a full sectioning on the coastal escarpment near Tocopilla have lead us to descend from the steep valleys of the Coastal Cordillera (locality number 3 on Figure 1 and Plate I. 1). This attempt was only successful from few locations and have been terminated approximately 200 metres below the top of the range. The lava flow units turn to be volumetrically equal to volcanoclastic rock units in the upper section of the escarpments (Plate V.

1). The general pinkish-to-purple colour of the succession is due to subsequent thermal, metamorphic and hydrothermal events (Plate V. 1 and 2). The volcanoclastic rocks have been grouped into two major units, 1) a massive, pyroclastic breccia, predominantly tuff breccias, forming a metre-thick unit (Plate V. 2 and 3), and 2) interbedded lapilli tuff and tuff beds, commonly with cross bedded to parallel bedded texture (Plate V. 4). The massive units consist of angular to sub-angular volcanic lithics having very diverse colour, alteration state and crystalinity (Plate V. 3). The matrix of these rocks similar to those have been identified of the lower section of the quebradas. The lapilli tuff and tuff units are slightly altered, metamorphised, and suitable for further investigations in a petrographical point of view. There also have not been identified any siliciclastic sedimentary units neither fossils from the volcanic succession.

Interpretation

The fiamme-rich, grey massive lapilli tuff unit forming valley filling texture in cross cut view interpreted as an high grade ignimbrite flow unit (CAS and WRIGHT 1988). The disappearance of evidence of chilled lava flow margins in up-section as well as the presence of welding are good signs to infer subaerial conditions of the eruption history of the La Negra by this stage of the accumulation of volcanic products. However, it should take into account that submarine welding in high eruption flux rate has also been documented (KOKELAAR and KONIGER 2000) and cannot be ruled out entirely, thus further investigations may need to establish the paleoenvironment of these succession. The large volume of tuff breccias in the entire Tocopilla succession is interpreted to be deposited primarily by debris flows of unknown origin. The sheet-like distribution of such rock units indicate that the entire succession is an accumulation zone of a large volcanic system instead of individual volcanic edifices. The lack of siliciclastic or other non-volcanic debris in these rocks indicate that the source area of these debris flows was volcanic in origin. The shape of clasts, the matrix-to-clast ratio as well as the unsorted texture of part of these rock unit suggest, repeated block-and-ash flow eruption. The general low paleo-relief inferred on the basis of the slightly undulating nature of basal contacts of these rock units suggests that these block-and-ash flows represent distal, ring plane facies that are gradually giving place for reworked debris flow deposited volcanoclastic successions. It needs further studies whether these block-and-ash flows may have developed to lahars into a certain extent and/or the eruptive environment may have been subaqueous or subaerial. The existence of lapilli tuff and tuff beds often with fine and well developed bedding indicate that such beds could be used for large scale correlation. The identification of large volume silicic pyroclastic rocks near Tocopilla arises an important question; what is, if any, stratigraphical relationship of this rock units to the texturally very similar Cerro Miranda succession located about 120 km south (Figure 1) and Plate II.

Antofagasta coastline

Description

Between the La Portada outcrops and the southern city limits of Antofagasta a nearly continuous volcanoclastic succession crop out (locality number 4 on Figure 1 and Plate I. 1). The lava flows form metre-thick units interbedded by various dm-to-m-scale thick volcanoclastic successions (Plate VI. 1). The contact between lava flow units is in general sharp, however, undulatory (Plate VI. 2). The volcanoclastic rocks are entirely reddish, pinkish (Plate VI). They are very diverse by sedimentary textural point of view, ranging from tuff breccias with angular, rugged lava fragment to fine grained, cross bedded tuffs (Plate VI. 3 and 4). The coarse grained lapilli tuff and tuff breccia units are dm-to-m thick and rugged lava clasts forming lensoid structures occur (Plate VI. 4). Massive lapilli tuffs and tuff breccias often have evenly distributed volcanic lithic fragments, and weak to moderate stratification. Well-bedded cross-stratified lapilli tuffs are common (Plate VI. 3). Tuff units form large metre-size flat topped lensoid zones in cross sectional view (Plate VI. 1). Fine volcanoclastic material is seemingly fed zones that infiltrate the space between large clasts of the underlying coarse grained volcanoclastic breccia (Plate VI. 2). Lapilli tuff units are largely tabular, and they can be traced all along the Antofagasta beaches (Plate VI. 3). No siliciclastic sediments nor fossil fragments have been recovered from these rocks so far.

Interpretation

The entirely volcanic origin of the clasts of the volcanoclastic rock units indicate a completely volcanic source of these rocks. The predominance of volcanic material, the rugged, often bulbous lava spatters in the tuff matrix indicate that these rocks have primary origin and could be interpreted as result of nearby lava fountaining and/or Strombolian style activity. However, the often lensoid structure of the lava spatter-rich zones hosted in a finely stratified lapilli tuff matrix may suggest that these successions represent rather an accumulation zone close to active lava fountains and/or Strombolian scoria cones (Plate VI. 4). The interbedded cross-bedded lapilli tuffs also supports the assumption that some intermittence and intercalation of syn- and inter-eruption sedimentation occurred. The establishment of the paleoenvironment of this succession is not conclusive. The lack of fossils and/or siliciclastic detritus in the volcanoclastic rocks, the often reddish colour of the rock indicate a subaerial eruption/accumulation setting, however a subaqueous environment cannot be ruled out either.

Antofagasta desert area

Description

East of Antofagasta, along the road from the city to the township of La Negra intersection to the Panamericana highway, great thickness of the La Negra Formation crops out (locality number 5 on Figure 1 and Plate I. 1). This suc-

cession can be traced further inland in relatively easy to access areas between the Atacama fault zone and the Pacific coast, right east of Antofagasta (Figure 1 Plate II.). The successions, especially along the highway toward La Negra township, predominantly consists of monotonous metre-thick lava flows interbedded with strongly altered, vesicular zones rich in strongly epidotized minerals (Plate VII. 1 and 2). These zones are vesicular having coherent lava textures and they seemingly only differ from the dense lavas by their higher vesicle and probably altered phenocryst content. In this area no volcanoclastic rocks have been identified surely. However, along the highway, towards Antofagasta, next to the "Copper Railway" (Ferrocarriil Antofagasta Bolivia – FCAB) track large bodies of massive silicic lapilli tuff and tuff breccia units crop out (Plate VII. 3). These rocks are entirely composed of flow banded coherent lava lapilli and bombs (Plate VII. 3). These fragments are more evolved and having more dacitic texture than the lava flows themselves (which are more andesitic, basaltic andesite by texture and petrography). Similar texture has only been reported preliminary from the Antofagasta region (MUNOZ et al., 1988) so far. The clast of these rock units are angular, altered, and having lighter colour overall than other more mafic units.

Inland, in the Atacama, a complete succession of pyroclastic units crop out, forming a more than 100 m thick accumulation of pyroclastic rocks, often referred to Cerro Miranda (Plate VII. 2). In this succession at least 3 ignimbrite units have been identified each of them having at least 25 m thickness (Plate VII. 2). Moreover, fine grained tuff with accretionary lapilli as well as horizontally bedded lapilli tuffs have been traced over km-distances (Plate VII. 4). In addition to the previously reported 3 main ignimbrite units (Plate VII. 3), new discovery of an extensive ignimbrite unit has been made, underlying the already known units. In an attempt to correlate this unit in a larger- (km)- scale, an extensive field visit have been done with an aim to identify more volcanoclastic units in the region. This field mapping had success in identification of various thin pyroclastic beds interbedded with the mafic lava flows. Here the volcanoclastic rocks form thin (dm-to-m-scale), mostly tuff and lapilli tuff beds, and consist of entirely volcanic clasts. No siliciclastic fragments neither fossils have been identified yet from these rocks.

A vertical tuff breccia pipe connected to dykes has been found close to Antofagasta (Plate VII. 1), forming lensoid breccia structures in map view. Volcanoclastic breccias with rounded to subrounded lava fragments are often crosscut by irregular shape, cm-to-dm thick tuff vein-like structures. Lava flow units often have sharp contact to texturally similar mantling tuff units.

Interpretation

There three major interpretations can be drawn on the basis of the field work; 1) confirmation and identification of new silicic pyroclastic rock units near Cerro Miranda, 2) identification of new silicic block-and-ash flow, silicic

dome talus deposits in the railroad cut near Antofagasta and 3) identification of vent sites forming tuff breccia pipe.

The existence of ignimbrite units in Cerro Miranda supports that large volume silicic explosive volcanism must have played an important role in the waning phase of the volcanism resulted in the La Negra Formation. The interbedded lapilli tuff and tuff beds, rich in accretionary lapilli, indicate that magma/water interaction and the possible phreato-Plinian eruption style must have been an important phase in the evolution of the La Negra Formation (ALLEN and CAS 1998). The presence of accretionary lapilli also support the subaerial deposition environment. (FISHER and SCHMINCKE 1984, 1994). The flat lava flow foot and the mantling fine tuff layers often feeding irregular shape tuff zones into a volcanoclastic breccia, are interpreted to be represent fine breaks in the eruption allowing deposition of fine tuff over the pyroclastic breccias, before new lava flow erupted. The origin of such "infiltrations" are ambiguous and subject to further research. It could be either an aeolian derived tuff covering the pyroclastic breccias or subaqueously deposited tuffaceous mud. In both cases, the question why the lava flows have very regular planar contact to this zones remain still unsolved.

The flow-banded dacitic lapilli-rich pyroclastic units are interpreted as block-and-ash flow deposits associated with silicic dome collapses. The thick succession of such units as well as the repeated occurrence suggest that these silicic dome collapses may have been more common in the La Negra Formation then it has been previously thought.

The circular tuff breccia pipes suggest, that dykes cut through the La Negra section may have been vents of volcanoes, already eroded. This indicates that a significant portion of the La Negra Formation has been eroded away.

Taltal coastal area, Cerro Blanco section

Description

Approximately 300 km south of Antofagasta (locality number 6 on Figure 1), volcanic rocks assigned to be part of the La Negra Formation crop out. These are exposed on the Pacific Coast line just south of Taltal township (Plate VIII. 1), and further inland toward the Atacama Desert. The volcanic rocks emerge from the sea level up to the top of the cliffs (Plate VIII. 1).

The volcanic rocks in this area, especially nearby the sea level, form a thick, monotonous volcanoclastic apron, preserved between subvertical dyke swarms (Plate VIII. 1). The volcanoclastic rocks are dm-thick planar bedded, lapilli tuffs interbedded with occasional cm-thick tuff beds (Plate VIII. 2 and 3). Massive, volcanoclastic coarse-grained volcanic conglomerate units are more characteristic in the upper section of the outcrops near Taltal (Plate VIII. 2). The pyroclastic rocks contain no non-volcanic clasts. The volcanic clasts are angular, and having low microlite content and vesicularity. The distinction between juvenile and volcanic lithic clasts are difficult due to the alteration of the clasts. The individual subhorizontal beds of these rock units are often normal graded, well-bedded, and lack any

current-related features such as cross beds, dunes or scouring. There were no fossils nor siliciclastic fragments identified yet from the volcanic succession, however, the entire unit approximately 100 m above sea level is interbedded with fine-grained fossiliferous limy sandstones (NARANJO and PUIG 1985). Above this unit a continuation of similar lapilli tuffs and tuffs crop out commonly interbedded with coherent lavas with irregular dm-thick margin. In the top-most section voluminous of coherent lava flows are dominant. The pyroclastic succession is laterally extensive, and can be correlated with widespread cross-bedded lapilli tuff to the north which are interbedded with coherent lava flow units (Plate VIII. 4).

Interpretation

The monotonous pyroclastic succession at Cerro Blanco closely resembles a rock formed from volcanoclasts deposited from turbidity currents (e.g. LOWE 1982, MUELLER 1991, COUSINEAU, 1994). The volcanic clasts of the pyroclastic rocks suggest, that either the source area of these deposits were volcanic with no or just little siliciclastic input and/or the succession is entirely result of an eruption fed density current produced by a subaqueous explosive eruption (WHITE 1996 2000). Further study is necessary to establish the definitive eruption and deposition environment of this succession, however, the presence of a capping (interbedded) fossiliferous limy sandstone units strongly suggest a subaqueous eruption environment unless a significant erosion surface could be demonstrated below this horizon. The interbedded cross-bedded lapilli tuff units may indicate near shore deposition. Thickly bedded volcanoclastic conglomerates are interpreted to be result of energetic debris flows, however, their deposition environment at this stage of the research cannot be reconstructed. The irregular shape of the contact zone of the intrusive bodies indicate peperite formation and therefore attests the penecontemporaneity of the volcanoclastic sedimentation and the intrusions. The nature of the volcanoclastic succession and the field relationships with the numerous dykes suggests that Cerro Blanco area exposes parts of a possible shallow marine volcanic edifice.

Discussion

As it has been pointed out earlier, little research has been done up to now in regard to establish the paleoenvironment, eruption history and the proper volcano-stratigraphy of the volcanic rocks of the La Negra Formation. It remained a fundamental question that what paleoenvironment can be reconstructed for the depositional sites of the rocks of the La Negra Formation. There are no fossils, nor siliciclastic interbeds have been identified from the best exposed outcrops investigated during our project, and this makes extremely difficult to reconstruct the paleoenvironment on the pure basis of the data maybe derived from the

Subaerial composite volcano, silicic calderas and domes

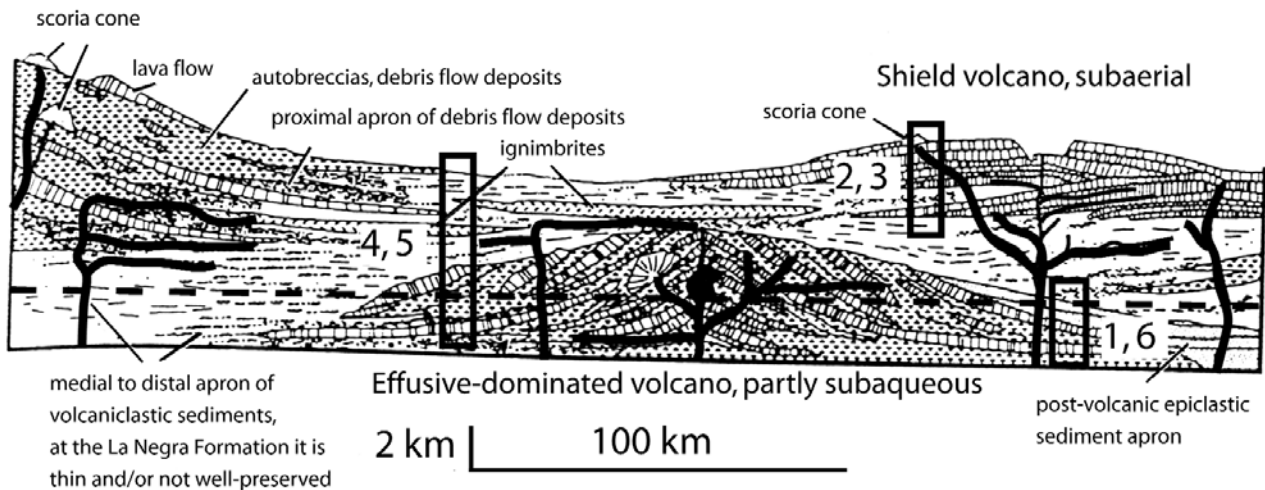


Figure 3. Schematic illustration of facies relationship in a predominantly subaerial intra-arc setting (modified after LANDIS, SMITH 1995). A dashed line represents the sea level. Numbers and rectangular frames indicate the inferred position of the studied locations (numbers correspond with locality numbers shown on Fig. 1 and Plate I. 1). Black lines cross cut the entire section are dyke and sill swarms

3. ábra. Egy vulkáni íven belüli, alapvetően szárazföldi környezetű terület vázlatos fácies képe (LANDIS, SMITH (1995) nyomán módosítva). A szaggatott vonal a tengerszintjét ábrázolja. A számok és a négyzetek a tanulmányozott területek helyzetét mutatják (a számok azonosak az 1. ábra és I. 1 tábla ábrákon található számokkal). Fekete vastag vonalak dákjokat és szillettek jelölnek

volcanoclastic sediments. A major problem is demonstrated that in subaerial as well as subaqueous setting fine volcanoclastic beds can mantle volcanoclastic breccia resulting very similar contact texture between these beds (Figure 2). A detailed sample collection, micro and meso-scale textural analysis from previously presented sites are desirable and provisionally could give research projects on MSc or PhD level.

During this pilot project, there was no time to study the extensive dyke swarms crosscutting the La Negra Formation and adjacent subsequent batholiths. The Northern Chilean LIP can be subdivided into regions where lava flows are intercalated with thin volcanoclastic and normal sedimentary veneers and areas where erosion exhumed deeper crustal zones with large A-Type granitoid batholite zones cross-cut by bladed dykes (PICHOWIAK and BREITKREUZ, 1984). The relation is still unclear (if exists at all) between the bladed dykes and the lava fields. A subsequent project may be based on semi-quantitative analyses of crystal distribution, geographical distribution, orientation, geometrical parameters, paleomagnetic studies, compositional correlation of such dykes and lava flows. Numerical modelling may clarify the relation between dykes and lava fields. It is still unclear if these dykes are feeder channels for the thick lava piles or if they are independent from them and rather represent an intra-crustal underplated part of a large igneous province. It therefore may be seen as subsurface manifestation of such provinces in a volcanic arc setting which has not been considered yet in such tectonic settings. A detailed field-based study with detailed logging and documentation of the lava field's physical parameters suggested for further

projects that are related to the Mesozoic magmatic history of the Andean-cycle initial period, e.g. in Central Chile and in Peru.

Conclusion

Volcanoclastic rocks especially silicic ones intercalated with flood lavas are generally less studied, however they carry significant information for a broader paleogeographic reconstruction of the syn-eruptive environment. A DFG (Br 997/22-1) project has been initiated to investigate the accumulation history of the volcanic rocks of the Jurassic La Negra Formation in northern Chile with special relevance to the explosive eruption products and their reworked and redeposited derivatives. The preliminary result of the first field season in 2003 indicated that there are significantly larger amount of volcanoclastic succession accumulated and preserved in the La Negra Formation than it was thought before. This suggests, that the previously effusive eruption history of the origin of rocks of the La Negra Formation should be revised. Moreover, a newly identified thick succession of ignimbrite, block-and-ash flow — as well as lahar — induced deposits such as volcanogenic debris flows and hyperconcentrated mud flows suggest that the formation of coherent lava flows of the La Negra Formation have been accompanied by subsequent silicic explosive eruptions. The large extend of uniformly bedded volcanic pile of the La Negra Formation is inferred to represent an accumulation zone of effusive and explosive volcanic products. These eruptions initiated in subaqueous envi-

ronment that evolved to be emergent and lead to develop a volcanic archipelago in an intra-arc setting in a similar model SMITH and LANDIS (1995) suggested (Figure 3). We conclude on the basis of the previous data and our field observations, that the general volcanology of the La Negra Formation is closely resembles an extensive and thick accumulation of volcanic products in an intra-arc setting (Figure 3). In this setting large effusive basaltic andesite shield volcanoes issued lavas that have been inter-fingered by subsequent dykes and sills (SMITH and LANDIS 1995). These volcanoes are interpreted to erupted near sea-level, and developed partly shallow subaqueously similarly to other low-lying intra-arc settings (e.g. WHITE and ROBINSON 1992). In the later stage of the volcanism silicic explosive eruptions took place forming ignimbrite forming eruptions in subaerial environment. The volcanoclastic successions identified in the La Negra Formation documents a complex eruption, transportation and deposition history, where primary pyroclastic units interbedded with inter-eruption epiclastic succession. In this respect, a further study for selected key locations are suggested and well worthy. The total volume of erupted material in the La Negra Formation is comparable with LIPs and therefore this locality in Northern Chile should be considered as a LIP regardless of its inferred intra-arc setting.

Acknowledgements

Financial support for the field campaign commenced from 2nd of February 2003 until 1st April 2003 from the DFG (#Br 997/22-1) is greatly acknowledged. Many thanks for allowing to use field equipments as well as four wheel drive car belong to the SFB 267 project (Tu and FU Berlin). Logistical help and consultation about ore mineralization in the Coastal Cordillera with Karsten Berg (CODELCO) is greatly appreciated. A friendly host in Antofagasta as well as a great scientific support from Guillermo Chong (UCN) is greatly acknowledged. An MSc student, Felipe Aguilera (UCN) for his field assistance is acknowledged. The Magyary Zoltán Post-doctoral Fellowship as well as the Hungarian Science Foundation (OTKA F043346) grants provided "free" research capacity for K. Németh. A critical pre-review by Ulrike Martin (TU-Freiberg) and a formal review by Dávid Karátson (Eötvös University, Budapest) lifted significantly up the quality of this paper. A careful and professional editing by the Series Editor Zoltán Balla (MÁFI, Budapest) and Journal Editor, Olga Piroos (MAFI, Budapest) helped to find a nice presentation style for the manuscript, many thanks for it.

References — Irodalom

- ALLEN, S. R., CAS, R. A. F. 1998: Rhyolitic fallout and pyroclastic density current deposits from a phreatoplinian eruption in the eastern Aegean Sea, Greece. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86(1–4), pp. 219–251.
- ANDERSON, S. W., STOFAN, E. R., SMREKAR, S. E., GUEST, J. E., WOOD, B. 1999: Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement. — *Earth and Planetary Science Letters* 168(1–2), pp. 7–18.
- ANDERSON, S. W., STOFAN, E. R., SMREKAR, S. E., GUEST, J. E., WOOD, B. 2000: Reply to: Self et al. discussion of "Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement". — *Earth and Planetary Science Letters* 179(2), pp. 425–428.
- ARNDT, N., CHAUVEL, C., CZAMANSKE, G., FEDORENKO, V. 1998: Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133(3), pp. 297–313.
- ARNDT, N. T., CZAMANSKE, G. K., WOODEN, J. L., FEDORENKO, V. A. 1993: Mantle and Crustal Contributions to Continental Flood Volcanism. — *Tectonophysics* 223(1–2), pp. 39–52.
- BABCOCK, R. S., BURMESTER, R. F., ENGBRETSON, D. C., WARNOCK, A., CLARK, K. P. 1992: A Rifted Margin Origin for the Crescent Basalts and Related Rocks in the Northern Coast Range Volcanic Province, Washington and British-Columbia. — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 97(B5), pp. 6799–6821.
- BAKER, J. A., MACPHERSON, C. G., MENZIES, M. A., THIRLWALL, M. F., AL-KADASI, M., MATTEY, D. P. 2000: Resolving crustal and mantle contributions to continental flood volcanism, Yemen; constraints from mineral oxygen isotope data. — *Journal of Petrology* 41, pp. 1805–1820.
- BELL, B. R., JOLLEY, D. W. 1997: Application of palynological data to the chronology of the Palaeogene lava fields of the British province: Implications for magmatic stratigraphy. — *Journal of the Geological Society* 154, pp. 701–708.
- BELLIENI, G., PETRINI, R., PICCIRILLO, E. M., CAVAZZINI, G., CIVETTA, L., COMINCHIARAMONTI, P., MELFI, A. J., BERTOLO, S., DEMIN, A. 1991: Proterozoic Mafic Dyke Swarms of the Sao-Francisco-Craton (Sc-Bahia State, Brazil) — *Petrology and Sr-Nd Isotopes*. — *European Journal of Mineralogy* 3, pp. 429–449.
- BERGER, W. H., KROENKE, L. W., MAYER, L. A., BACKMAN, J., JANECEK, T. R., KRISSEK, L., LECKIE, M., LYLE, M. 1992: The Record of Ontong Java Plateau — Main Results of ODP Leg 130. — *Geological Society of America Bulletin* 104, pp. 954–972.
- BEST, M. G. 2003: *Igneous and metamorphic petrology*. — Blackwell Publishing, Oxford, 729 p.
- BLAKE, T. S. 1993: Late Archean Crustal Extension, Sedimentary Basin Formation, Flood-Basalt Volcanism and Continental Rifting — the Nullagine and Mount Jope Supersequences, Western-Australia. — *Precambrian Research* 60(1–4), pp. 185–241.
- BRYAN, S. E., EWART, A., STEPHENS, C. J., PARIANOS, J., DOWNES, P. J. 2000: The Whitsunday Volcanic Province, Central Queensland, Australia: lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99, pp. 55–78.
- BRYAN, S. E., FIELDING, C. R., HOLCOMBE, R. J., COOK, A., MOFFITT, C. A. 2003: Stratigraphy, facies architecture and

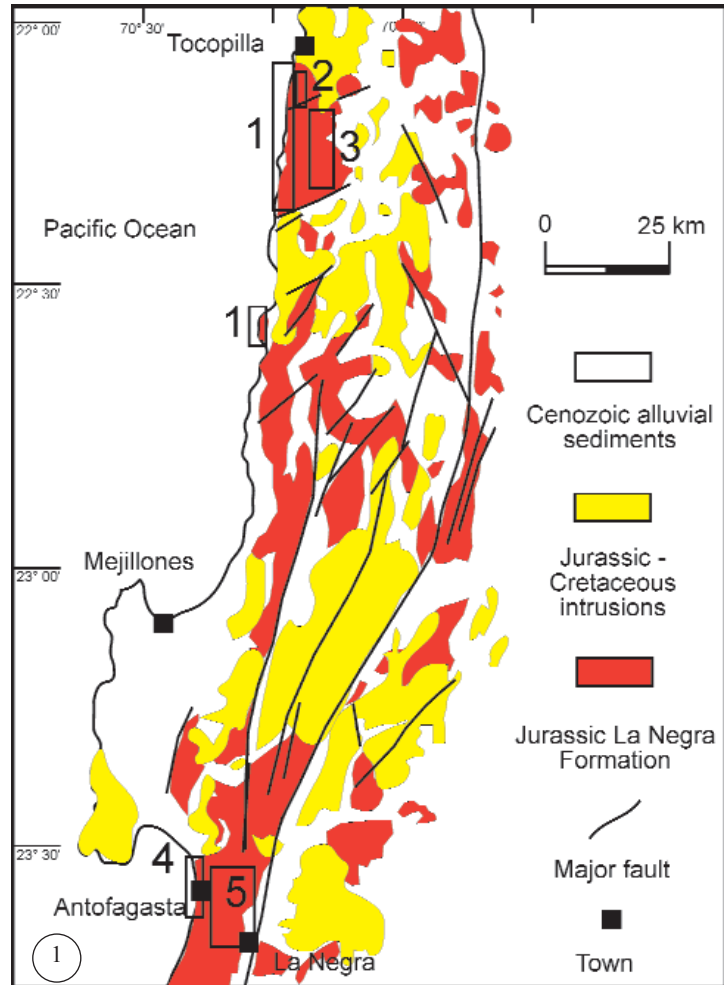
- tectonic implications of the Upper Devonian to Lower Carboniferous Campwyn Volcanics of the northern New England Fold Belt. — *Australian Journal of Earth Sciences* 50, pp. 377–401.
- BUCHELT, M., CANCINO, C. T. 1988: The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, Northern Chile (Lithology, petrography, geochemistry). — In: BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. (Eds), *The southern Central Andes*. — Springer Verlag, Heidelberg, pp. 171–182.
- BUCHELT, M., TELLEZ, C. C. 1988: The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, Northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). — *Lecture Notes in Earth Sciences* 17, pp. 171–182.
- BUCHELT, M., ZEIL, W. 1986: Petrographische und geochemische Untersuchungen an jurassischen Vulkaniten der Porphyrit-Formation in der Kustenkordillere Nordchiles. — *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 66, pp. 191–204.
- CAMPBELL, I. H., CZAMANSKE, G. K., FEDORENKO, V. A., HILL, R. I., STEPANOV, V. 1992: Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic Boundary. — *Science* 258(5089), pp. 1760–1763.
- CARLSON, R. W. 1991: Physical and Chemical Evidence on the Cause and Source Characteristics of Flood-Basalt Volcanism. — *Australian Journal of Earth Sciences* 38(5), pp. 525–544.
- CAS, R. A. F., WRIGHT, J. V., 1988: *Volcanic successions, modern and ancient*. — Chapman & Hall, London, 528 pp.
- CASHMAN, K., PINKERTON, H., STEPHENSON, J. 1998: Introduction to special section: Long lava flows. — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103(B11), pp. 27281–27289.
- CHERNET, T., HART, W. K., ARONSON, J. L., WALTER, R. C. 1998: New age constraints on the timing of volcanism and tectonism in the northern Main Ethiopian Rift-southern Afar transition zone (Ethiopia). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80(3–4), pp. 267–280.
- CLIFT, P. D., CARTER, A., HURFORD, A. J. 1998: The erosional and uplift history of NE Atlantic passive margins: constraints on a passing plume. — *Journal of the Geological Society* 155, pp. 787–800.
- COFFIN, M. F., ELDHOLM, O. 1993: Scratching the Surface — Estimating Dimensions of Large Igneous Provinces. — *Geology* 21(6), pp. 515–518.
- COFFIN, M. F., ELDHOLM, O. 1994: Large Igneous Provinces — Crustal Structure, Dimensions, and External Consequences. — *Reviews of Geophysics* 32(1), pp. 1–36.
- COURTILLOT, V. 1990: Deccan Volcanism at the Cretaceous Tertiary Boundary — Past Climatic Crises as a Key to the Future. — *Global and Planetary Change* 89(3), pp. 291–299.
- COUSINEAU, P. A. 1994: Subaqueous Pyroclastic Deposits in an Ordovician Fore-Arc Basin — an Example from the Saint-Victor Formation, Quebec Appalachians, Canada. — *Journal of Sedimentary Research Section a-Sedimentary Petrology and Processes* 64(4), pp. 867–880.
- CUMMINGS, M. L., EVANS, J. G., FERNS, M. L., LEES, K. R. 2000: Stratigraphic and structural evolution of the middle Miocene synvolcanic Oregon-Idaho graben. — *Geological Society of America Bulletin* 112(5), pp. 668–682.
- DALRYMPLE, G. B., CZAMANSKE, G. K., FEDORENKO, V. A., SIMONOV, O. N., LANPHERE, M. A., LIKHACHEV, A. P. 1995: A Reconnaissance Ar-40/Ar-39 Geochronological Study of Ore-Bearing and Related Rocks, Siberian Russia. — *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 59, pp. 2071–2083.
- DALZIEL, I. W. D., LAWVER, L. A., MURPHY, J. B., 2000: Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. — *Earth and Planetary Science Letters* 178(1–2), pp. 1–11.
- DIAZ, M. et al. 1985: Preliminary radiometric ages from the Mejillones Peninsula, Northern Chile. — *Comunicaciones, Santiago de Chile* 35, pp. 59–67.
- DODSON, A., KENNEDY, B. M., DEPAOLO, D. J. 1997: Helium and neon isotopes in the Imnaha Basalt, Columbia River Basalt Group: Evidence for a Yellowstone plume source. — *Earth and Planetary Science Letters* 150(3–4), pp. 443–451.
- DUNCAN, R. A., HOOPER, P. R., REHACEK, J., MARSH, J. S., DUNCAN, A. R. 1997: The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B8), pp. 18127–18138.
- DUNCAN, R. A., RICHARDS, M. A., 1991: Hotspots, Mantle Plumes, Flood Basalts, and True Polar Wander. — *Reviews of Geophysics* 29(1), pp. 31–50.
- ELDHOLM, O., THOMAS, E. 1993: Environmental-Impact of Volcanic Margin Formation. — *Earth and Planetary Science Letters* 117(3–4), pp. 319–329.
- ELLIOT, D. H., FLEMING, T. H. 2000: Weddell triple junction: The principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana. — *Geology* 28(6), pp. 539–542.
- ERWIN, D. H., VOGEL, T. A. 1992: Testing for Causal Relationships between Large Pyroclastic Volcanic-Eruptions and Mass Extinctions. — *Geophysical Research Letters* 19(9), pp. 893–896.
- FERAUD, G., COURTILLOT, V. 1994: Did Deccan Volcanism Pre-Date the Cretaceous-Tertiary Transition — Comment. — *Earth and Planetary Science Letters* 122 (1–2), pp. 259–262.
- FICCARELLI, G., AZZAROLI, A., BERTINI, A., COLTORTI, M., MAZZA, P., MEZZABOTTA, C., ESPINOSA, M. M., ROOK, L., TORRE, D. 1997: Hypothesis on the cause of extinction of the South American mastodonts. — *Journal of South American Earth Sciences* 10, pp. 29–38.
- FISHER, R. V., SCHMINCKE, H.-U. 1984: *Pyroclastic Rocks*. — Springer, Heidelberg, 474 pp.
- FISHER, R. V., SCHMINCKE, H.-U. 1994: Volcanic sediment transport and deposition. In: K. PYE (Editor), *Sedimentary Processes*. — Blackwell, Oxford, pp. 349–386.
- GEIST, D., RICHARDS, M. 1993: Origin of the Columbia Plateau and Snake River Plain — Deflection of the Yellowstone Plume. — *Geology* 21(9), pp. 789–792.
- GOGUITCHACHVILI, A., ALVA-VALDIVIA, L. M., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. 2003: Paleomagnetism and rock magnetism of the Jurassic La Negra formation, Northern Chile: Implications for tectonics and volcanic stratigraphy. — *International Geology Review* 45(6), pp. 563–573.
- GOLONKA, J., BOCHAROVA, N. Y. 2000: Hot spot activity and the break-up of Pangea. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 161(1–2), pp. 49–69.
- GONZALES, G. L. 1990: Patronces estructurales, modelo de ascenso, emplazamiento y deformacion del pluton de Cerro Cristales. Cordillera de la Costa al sur de Antofagasta, Chile. Mem. Titulo (MSc) Thesis, Universidad Catolica del Norte, Antofagasta, Chile, 103 pp.
- GOTZE, H. J., KIRCHNER, A. 1997: Interpretation of gravity and geoid in the Central Andes between 20 degrees and 29 degrees S. — *Journal of South American Earth Sciences* 10(2), pp. 179–188.
- GROSCHKE, M., HILLERBRANDT, A. V., PRINZ, P., QUINZIO, L. A.,

- WILKE, H.-G. 1988: Marine Mesozoic paleogeography in Northern Chile between 21°–26°S. In: H. BAHLBURG, C. BREITKREUZ (Editors), *The southern Central Andes*. - Springer Verlag, Heidelberg, pp. 105–117.
- HAMES, W. E., RENNE, P. R., RUPPEL, C. 2000: New evidence for geologically instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin. — *Geology* 28(9), pp. 859–862.
- HANSTEEN, T. H., KLÜGEL, A., SCHMINCKE, H.-U. 1998: Multi-stage magma ascent beneath the Canary Islands: Evidence from fluid inclusions. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* 132, pp. 48–64.
- HEIMANN, A., FLEMING, T. H., ELLIOT, D. H., FOLAND, K. A. 1994: A Short Interval of Jurassic Continental Flood-Basalt Volcanism in Antarctica as Demonstrated by Ar-40/Ar-39 Geochronology. — *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1–2), pp. 19–41.
- HOFMANN, C., COURTILOT, V., FERAUD, G., ROCHETTE, P., YIRGU, G., KETEFO, E., PIK R. 1997: Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. — *Nature* 389, pp. 838–841.
- HOOPER, P. R. 2000: Flood basalt provinces. In: H. SIGURDSSON, B. HOUGHTON, S. R. MCNUTT, H. RYMER, J. STIX (Editors), *Encyclopedia of Volcanoes*. — Academic Press, San Diego (USA), pp. 345–359.
- HOOPER, P. R., HAWKESWORTH, C. J. 1993: Isotopic and Geochemical Constraints on the Origin and Evolution of the Columbia River Basalt. — *Journal of Petrology* 34(6), pp. 1203–1246.
- JERRAM, D., MOUNTNEY, N., HOLZFORSTER, F., STOLLHOFEN, H., 1999: Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia: understanding the onset of flood volcanism. — *Journal of Geodynamics* 28(4–5), pp. 393–418.
- JOHNSTON, S. T., THORKELSON, D. J. 2000: Continental flood basalts: episodic magmatism above long-lived hotspots. — *Earth and Planetary Science Letters* 175(3–4), pp. 247–256.
- KERR, A. C., WHITE, R. V., SAUNDERS, A. D. 2000: LIP reading: Recognizing oceanic plateaux in the geological record. — *Journal of Petrology* 41(7), pp. 1041–1056.
- KESZTHELYI, L. 1995: A Preliminary Thermal Budget for Lava Tubes on the Earth and Planets. — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 100(B10), pp. 20411–20420.
- KESZTHELYI, L., MCEWEN, A. S., THORDARSON, T. 2000: Terrestrial analogs and thermal models for Martian flood lavas. — *Journal of Geophysical Research-Planets* 105(E6), pp. 15027–15049.
- KIRSTEIN, L. A., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., TURNER, S., MANTOVANI M., WIJBRANS J. 2001: Protracted felsic magmatic activity associated with the opening of the South Atlantic. — *Journal of the Geological Society* 158, pp. 583–592.
- KLÜGEL, A., HOERNLE, K., SCHMINCKE, H.-U., WHITE, J. D. L. 2000: The chemically zoned 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): Petrologic evolution and magma supply dynamics of a rift zone eruption. — *Journal of Geophysical Research* 105(B3), pp. 5997–6016.
- KLÜGEL, A., SCHMINCKE, H.-U., WHITE, J. D. L., HOERNLE, K. 1999: Chronology and volcanology of the 1949 multi-vent rift-zone eruption on La Palma (Canary Islands). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94(1–4), pp. 267–282.
- KOKELAAR, P., KONIGER, S. 2000: Marine emplacement of welded ignimbrite: the Ordovician Pitts Head Tuff, North Wales. — *Journal of the Geological Society* 157, pp. 517–536.
- KOSSLER, A. 1996: Bajocian (Middle Jurassic) volcano-sedimentary sequences in the Coastal Cordillera of northern Chile. — *Zbl. Geol. Palaont., Teil I*(8–7), pp. 845–851.
- LANCASTER, M. G., GUEST, J. E., MAGEE, K. P. 1995: Great Lava Flow-Fields on Venus. — *Icarus* 118(1), pp. 69–86.
- LARSON, R. L., PITTMAN III, W. C. 1972: World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implication. — *Geological Society of America Bulletin* 83, pp. 3645–3662.
- LOPER, D. E. 1998: Mantle plumes and their effect on the Earth's surface: a review and synthesis. — *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 27(1–4), pp. 35–54.
- LOWE, D. R. 1982: Sediment Gravity Flows: II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. — *Journal of Sedimentary Petrology* 52(1), pp. 0279–0297.
- LUCASSEN, F., FRANZ, G. 1994: Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile/Region Antofagasta. — *Lithos* 32, pp. 273–298.
- MAHONEY, J. J., COFFIN, M. F. 1997: *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism*. — Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Mapa Geologico de Chile [1:1,000,000 scale] 2002: Servicio Nacional de Geologia y Mineral, Santigao de Chile.
- MARTIN, U. 2002: The Miocene eruption of a small emergent volcano at the Otago Peninsula, New Zealand. — *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 225, pp. 373–400.
- MCPIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. 1993: *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. — Tasmanian Government Printing Office, Tasmania 196 p.
- MIYAMOTO, H., SASAKI, S. 1998: Numerical simulations of flood basalt lava flows: Roles of parameters on lava flow morphologies. — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103(B11), pp. 27489–27502.
- MUELLER, W. 1991: Volcanism and Related Slope to Shallow-Marine Volcaniclastic Sedimentation — an Archean Example near Chibougamau, Quebec, Canada. — *Precambrian Research*, 49(1–2), pp. 1–22.
- MUNOZ, G. N., VENEGAS, C. R. 1988: La Formacion La Negra; nuevos antecedentes estratigraficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. In: CORVALAN, JOSE, CHARRIER, REYNALDO (Editors), *Resumenes; 5 degrees congreso geologico chileno*. — Serie Comunicaciones — Departamento de Geologia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geologia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Santiago de Chile, Chile, pp. 26.
- NARANJO, J. A., PUIG, A. 1985: *Hojas Taltal y Canaral; Carta geologica de Chile, 1:250,000* — Servicio Nac. Geol. Minería Chile, 62 + 63, Santiago de Chile.
- NÉMETH, K., WHITE, J. D. L., REAY, A., MARTIN, U. 2003: Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. — *Journal of the Geological Society of London* 160(4), pp. 523–530.
- PALFY, J., SMITH, P. L. 2000: Synchrony between Early Jurassic

- extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. — *Geology*, 28(8), pp. 747–750.
- PEATE, I. U., LARSEN, M., LESHER, C. E. 2003: The transition from sedimentation to flood volcanism in the Kangerlussuaq Basin, East Greenland: basaltic pyroclastic volcanism during initial Palaeogene continental break-up. — *Journal of the Geological Society* 160, pp. 759–772.
- PEDERSEN, T., VANDERBEEK, P. 1994: Extension and Magmatism on the Oslo Rift, Southwest Norway — No Sign of a Mantle Plume. — *Earth and Planetary Science Letters* 123(1–4), pp. 317–329.
- PICHOWIAK, S., BREITKREUZ, C. 1984: Volcanic dykes in the North Chilean Coast Range. — *Geologische Rundschau* 73(3), pp. 853–868.
- PICHOWIAK, S., BUCHELT, M., DAMM, K. W. 1990: Magmatic activity and tectonic setting of early stages of the Andean cycle in northern Chile. — *Geological Society of America Special Papers* 241, pp. 127–144.
- PIK, R., DENIEL, C., COULON, C., YIRGU, G., MARTY, B. 1999: Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: Evidence for plume-lithosphere interactions. — *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 63, pp. 2263–2279.
- PRASAD, G. V. R., KHAJURIA, C. K. 1995: Implications of the Infra-Trappean and Inter-Trappean Biota from the Deccan, India, for the Role of Volcanism in Cretaceous-Tertiary Boundary Extinctions. — *Journal of the Geological Society of London* 152, pp. 289–296.
- PRINZ, P., WILKE, H. G., HILLEBRANDT, A.V. 1993: Sediment accumulation and subsidence history in the Mesozoic marginal basin of northern Chile. In: K. J. REUTTER, E. SCHEUBER, P. J. WIGGER (Editors), *Tectonics of the Southern Central Andes*. — Springer Verlag, Heidelberg, pp. 219–232.
- PUCHTEL, I. S., HOFMANN, A. W., MEZGER, K., JOCHUM, K. P., SHCHIPANSKY, A. A., SAMSONOV A. V. 1998: Oceanic plateau model for continental crustal growth in the archaean, a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield. — *Earth and Planetary Science Letters* 155, pp. 57–74.
- RAY, J. S., PANDE, K. 1999: Carbonatite alkaline magmatism associated with continental flood basalts at stratigraphic boundaries: Cause for mass extinctions. — *Geophysical Research Letters* 26(13), pp. 1917–1920.
- REIDEL, S. P. 1998: Emplacement of Columbia River flood basalt. — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103(B11), pp. 27393–27410.
- RENNE, P. R., BASU, A. R. 1991: Rapid Eruption of the Siberian Traps Flood Basalts at the Permo-Triassic Boundary. — *Science* 253 (5016), pp. 176–179.
- REUTTER, K. J. (ed.) 1988: Structures and crustal development of the Central Andes between 21 and 25 S. In: H. BAHLBURG and C. BREITKREUZ (Editors), *The southern Central Andes*. — Springer Verlag, Heidelberg, pp. 231–261.
- ROGERS, G. 1983: The petrogenesis of the “La Negra” Formation, N. Chile. In: ANONYMOUS (Editor), *American Geophysical Union; 1983 spring meeting. Eos, Transactions*. — American Geophysical Union, Washington, D C, United States, pp. 329.
- SCHEUBER, E., ANDRIESSEN, P. A. M. 1990: The Kinematic and Geodynamic Significance of the Atacama Fault Zone, Northern Chile. — *Journal of Structural Geology* 12(2), pp. 243–257.
- SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A., REUTTER, K. J. 1993: Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: REUTTER, K. J., SCHEUBER, E. and WIGGER, P. J. (Editors), *Tectonics of the Southern Central Andes*. — Springer Verlag, Heidelberg, pp. 7–22.
- SCHEUBER, E., GIESE, P., 1999: Architecture of the Central Andes — a compilation of geoscientific data along a transect at 21 degrees S. — *Journal of South American Earth Sciences* 12(2), pp. 103–107.
- SCHEUBER, E., GONZALEZ, G. 1999: Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22 degrees – 26 degrees S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. — *Tectonics* 18(5), pp. 895–910.
- SCHEUBER, E., ROSSLING, R., REUTTER, K. J. 1986: Strukturen in der chilenischen Justenkordillere zwischen Papos und Antofagasta. — *Berliner geowiss. Abh., Berlin A* 66, pp. 209–224.
- SCHMINCKE, H. U. 2004: *Volcanism*. — Springer Verlag, Heidelberg, 324 p.
- SCUTTER, C. R., CAS, R. A. F., MOORE, C. L., DE RITA, D. 1998: Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponza, Italy. — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103 (B11), pp. 27551–27566.
- SELF, S., KESZTHELYI, L., THORDARSON, T. 1998: The importance of pahoehoe. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, pp. 81–110.
- SELF, S., KESZTHELYI, L. P., THORDARSON, T., 2000: Discussion of: “Pulsed inflation of pahoehoe lava flows: implications for flood basalt emplacement”, by ANDERSON, S. W., STOFAN, E. R., SMREKAR, E. R., GUEST, J. E ., WOOD, B. [Earth Planet. Sci. Lett. 168 (1999) 7–18]. — *Earth and Planetary Science Letters* 179 (2), pp. 421–423.
- SIGURDSSON, H. 2000: Volcanic episodes and rates of volcanism. — In: SIGURDSSON, H., HOUGHTON, B. F., McNUTT, S. R., RYMER, H., STIX, J. (Eds): *Encyclopedia of Volcanoes*. — Academic Press San Diego, pp. 271–279.
- SINTON, C. W., DUNCAN, R. A., 1997: Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary. — *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 92(7–8), pp. 836–842.
- SINTON, C.W., DUNCAN, R. A., STOREY, M., LEWIS, J., ESTRADA, J. J. 1998: An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. — *Earth and Planetary Science Letters* 155(3–4), pp. 221–235.
- SMITH, G. A., LANDIS, C. A. 1995: Intra-Arc Basins. — In: BUSBY C. J., INGERSOLL, R. V. (Editors): *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science Cambridge, Massachusetts, pp. 263–298.
- STOLLHOFEN, H., GERSCHUTZ, S., STANISTREET, I. G., LORENZ, V. 1998: Tectonic and volcanic controls on Early Jurassic rift-valley lake deposition during emplacement of Karoo flood basalts, southern Namibia. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 140, pp. 185–215.
- STOTHERS, R. B. 1993: Flood Basalts and Extinction Events. — *Geophysical Research Letters* 20(13), pp. 1399–1402.
- THORDARSON, T., SELF, S. 1993: The Laki (Skafar-Fires) and Grimsvotn Eruptions in 1783–1785. — *Bulletin of Volcanology* 55(4), pp. 233–263.
- THORDARSON, T., SELF, S. 1996: Sulfur, chlorine and fluorine degassing and atmospheric loading by the Roza eruption, Columbia River Basalt Group, Washington, USA. — *Journal*

- of Volcanology and Geothermal Research* 74 (1–2), pp. 49–73.
- THORDARSON, T., SELF, S. 1998: The Roza Member, Columbia River Basalt Group: A gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes? — *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103 (B11), pp. 27411–27445.
- THORDARSON, T., SELF, S., OSKARSSON, N., HULSEBOSCH, T. 1996: Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783–1784 AD Laki (Skaftar Fires) eruption in Iceland. — *Bulletin of Volcanology* 58, pp. 205–225.
- VERGARA, M., LEVI, B., NYSTROM, J. O., CANCINO, A. 1995: Jurassic and Early Cretaceous Island Arc Volcanism, Extension, and Subsidence in the Coast Range of Central Chile. — *Geological Society of America Bulletin* 107(12), pp. 1427–1440.
- WHITE, J. D. L. 1996: Pre-emergent construction of a lacustrine basaltic volcano, Pahvant Butte, Utah (USA). — *Bulletin of Volcanology* 58, pp. 249–262.
- WHITE, J. D. L. 2000: Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. In: W. MUELLER, E. H. CHOWN, P. C. THURSTON (Editors), *Processes in physical volcanology and volcanoclastic sedimentation: modern and ancient*. — *Precambrian Research* 123, pp. 87–109.
- WHITE, J. D. L., ROBINSON, P. T. 1992: Intra-arc sedimentation in a low-lying marginal arc, Eocene Clarno Formation, central Oregon. — *Sedimentary Geology* 80, pp. 89–114.
- WHITE, J. D. L., MCCLINTOCK, M. K., 2001: Immense vent complex markx flood-basalt eruption in a wet, failed rift: Coombs Hills, Antarctica. — *Geology* 29, pp. 935–938.
- WIGGER, P. J. (ed.) 1993: Variation in crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. — In: REUTTER, K. J., SCHEUBER, E. and WIGGER, P. J. (Editors), *Tectonics of the Southern Central Andes*. — Springer Verlag, Heidelberg, pp. 23–48.
- WINTERER, E. L., 1991: The Tethyan Pacific During Late Jurassic and Cretaceous Times. — *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 87(1–4), pp. 253–265.

Plate I — I. tábla



1. Outcrops of the La Negra Formation at north of Antofagasta. Numbers represent type localities; 1 — Tocopilla shoreline, 2 — Tocopilla cliff section from the sea level, 3 — Tocopilla cliff section from above, 4 — Antofagasta coastline, 5 — Antofagasta desert area (e.g. Cerro Miranda section)

Geological data is from the 1:1,000 000 scale Geology Map of Chile

A La Negra Formáció feltárásai Antofagasztól északra. A számok a típus feltárásokat jelölik; 1 — Tocopilla partvonal, 2 — Tocopilla parti leszakadás l, 3 — Tocopilla hegygerinc, 4 — Antofagasta partvonal, 5 — Antofagasta Atacama sivatagi terület (e.g. Cerro Miranda) Geológiai adatok az 1:1 000 000 léptékű Chile Földtani Térképe alapján



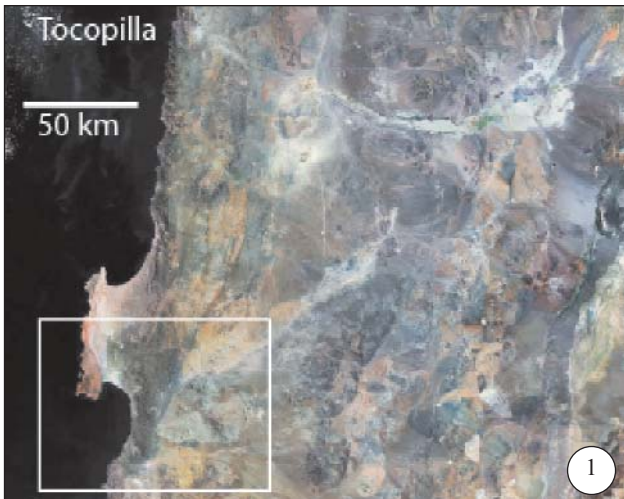
2. Overview of the coastal escarpment of the Coastal Cordillera just south of Tocopilla (locality number 2 on Figure 1 and Plate I. 1). Note the uniform inland dip of the coherent lava flow units interbedded with light colour volcanoclastic successions (arrow)

A Parti Kordillerák leszakadása Tocopillától délre (2. helyszín az 1. ábrán és a I.1 táblán). A láva testek egységesen a hegy belseje felé dőlnek és azok vulkanoklasztit képződményekkel közbetelepültek (nyíl)

Plate II —II. tábla

Satellite images from the La Negra Formation in Northern Chile. Source; NASA MrSID public database

A La Negra Formáció és környezetének űrfelvételei a NASA MrSID nyílt adatbázis alapján

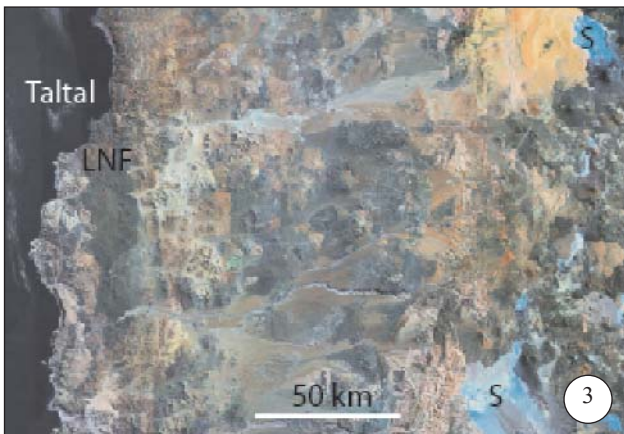
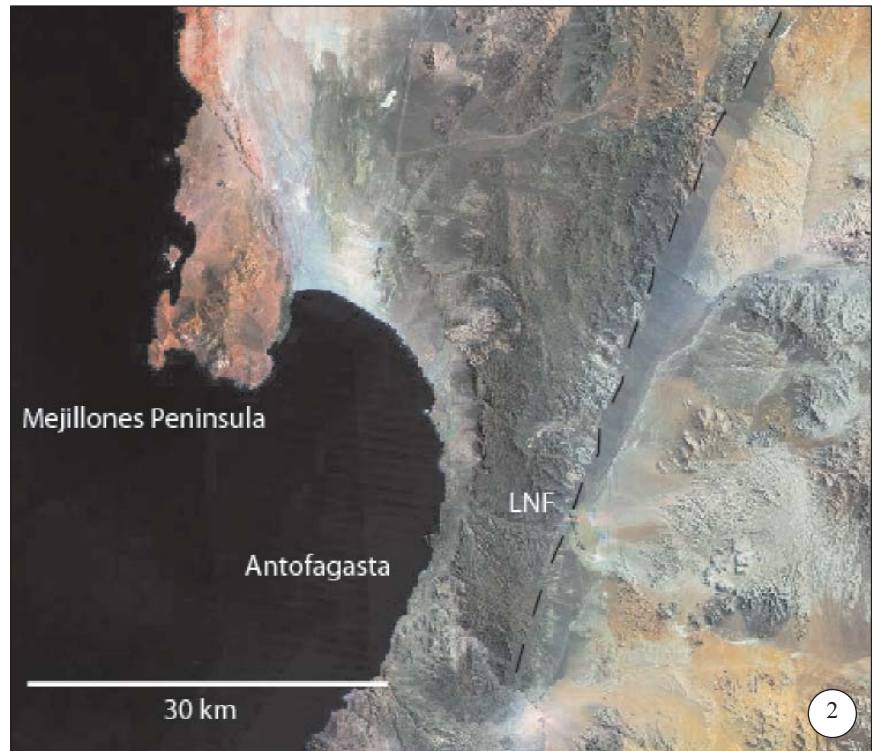


1 Overview of the La Negra Formation north of the city of Antofagasta. Note the dark pattern on the satellite image in the Pacific coast line marking the sudden escarpment of the effusive-dominated La Negra Formation. Further inland the Atacama Desert and its salars (S) in the foothill of the Andes are characteristic morphological features

A La Negra Formáció elterjedési területének átnézeti űrfelvétele az Antofagastától északra eső területről. A La Negra Formáció alapvetően lávaközetekből álló sorozata sötét, a Csendes-óceánból hirtelen kiemelkedő vonulatként jelenik meg. A kontinens belseje fele az Atacama sivatag és annak sós tavai (salar) jellegzetes morfológiai elemek jól láthatók a felvételen a Magas-Andok vonulatának előterében

2. Detail of the type locality of the La Negra Formation, just next to Antofagasta City. Note the dark colour of the rock units of the La Negra Formation, and its characteristic lineament pattern associated with the uniform dip direction of the tabular coherent andesite lava flow units. Dashed line marking the Atacama Fault Zone limit the eastern extend of the La Negra Formation

A La Negra Formáció típus helyszínének űrfelvétele Antofagasta közvetlen közelében. A La Negra Formáció jellegzetes sötét szöveti elemével jól követhető az űrfelvétele. Ugyancsak jellegzetes az andezit lávatestek településéből adódó lineamentum rendszer a felvételen. A szaggatott vonal az Atacama Törés Zónát jelöli, mely egyben a La Negra Formáció keleti határát is alkotja



3. Overview of the southern part of the La Negra Formation near Taltal. The rocks of the La Negra Formation crop out near the ocean shore line, and its predominantly volcanoclastic underlying sediments form a dark zone inland. The distinguishing between La Negra and its underlying succession is under debate

A La Negra Formáció közeteinek űrfelvétele az Antofagastától délre eső területekről Taltal városának közelében. A La Negra Formáció elsősorban az óceán partjához közeli területeken található. Annak fekjüje folyamatos átmenetet képez, és hasonló sötét szöveti elemével jól követhető a szárazföld belseje felé. A La Negra Formáció pontos rétegtani helyzete e területen nem világos

Plate III —III. tábla

Outcrop photos from the The Tocopilla shoreline (locality number 1 on Figure 1 and Plate I. 1)

Feltárás fotók a Tocopilla partvonal területéről (1. helyszín az 1. ábrán és a I. 1 táblán)

1. Pillow lava pile with chilled flow margin. Note the flattened texture of the pillows. [S22°34'11.3", W070°16'42.8"]
Párnaláva üveges peremmel. A párnalávák enyhén lapított szerkezetűek [S22°34'11.3", W070°16'42.8"]



3. Fine grained tuff unit mantling underlying tuff breccia interpreted to be hyaloclastite. Note the infiltrating texture of the fine tuff (arrow). [S22°13'32.7", W070°13'47.8"]
Túfaréteg fedett tufabreccsa, mely hyaloklasztitnak értelmezett. A tufa mintegy kitölti a nagyobb vulkáni fragmentumok közti teret (nyíl) [S22°13'32.7", W070°13'47.8"]



2. Coherent, chilled lava flow unit underlain by a massive hyaloclastite breccia. White line represents the contact between coherent and fragmented rock units. [S22°34'11.3", W070°16'42.8"]
Koherens láva alatt települt szerkezet nélküli hyaloklasztit rétegek. A fehér vonal jelképezi a láva és a törmelékes vulkáni kőzetek közötti határt [S22°34'11.3", W070°16'42.8"]

4. Hydroclastic breccia pipe along a coherent lava dyke intruded into the horizontally bedded coherent lava flow units. Dashed lines represent the margin of the pyroclastic breccia. [S22°25'11.3", W070°15'39.7"]
Hydroklasztit breccsa kürtő egy dákj mentén, mely egy vízszintesen települő lávasorozatot metsz. A szaggatott vonal a piroklasztit breccsa határát jelzi [S22°25'11.3", W070°15'39.7"]



Plate IV — IV. tábla

Outcrop photos from the Tocopilla cliff section from the sea level (locality number 2 on Figure 1 and Plate I. 1)

A Tocopilla parti leszakadás feltárás képei (2. helyszín az 1. ábrán és a I. 1 táblán)



1. Overview of the coastal escarpment just south of Tocopilla. The colourful irregular zones in the section (arrow) are thick pyroclastic rock units. [photo is taken from 202 m, S22°08'19.8", W070°12'38.7"]
A Tocopillától délre eső parti leszakadás átméleti képe. A nyíl egy vastag közbetelepült piroklastit rétegre mutat [a fotó a következő pontról készült, 202 m, S22°08'19.8", W070°12'38.7"]



2. Outcrop-scale view of the volumetrically most common lithology in the Tocopilla coastal escarpment consisting of angular volcanic lithic fragments (arrow) hosted in a coarse ash matrix

A leggyakoribb kőzettípus a Tocopilla szelvényéből, mely szögletes vulkáni kőzetszemcsékben (nyíl) gazdag



3. Thickly bedded lapilli tuffs alternating well bedded tuff layers in the upper section of the Tocopilla escarpment. Note the hollows in the rock interpreted to be pumice fragments weathered out. [316 m S22°08'24.2", W070°12'26.7"]

Vastagon rétegzett lapillitufa, vékony tufa közbetelepülésekkel a Tocopilla parti leszakadás felső szelvényéből. A képen látható üregek, kimállott horzsakő lapillik lehetnek [316 m S22°08'24.2", W070°12'26.7"]



4. Fiamme-bearing (arrow) high grade ignimbrite in the middle section of the Tocopilla escarpment

Fiamme-gazdag (nyíl) ignimbrite a Tocopilla leszakadás középső részéről

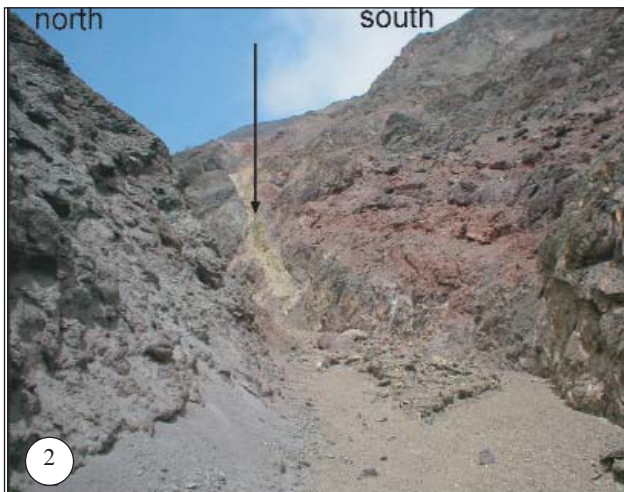
Plate V — V. tábla

Outcrop photos from the Tocopilla cliff section above (locality number 3 on Figure 1 and Plate I. 1)

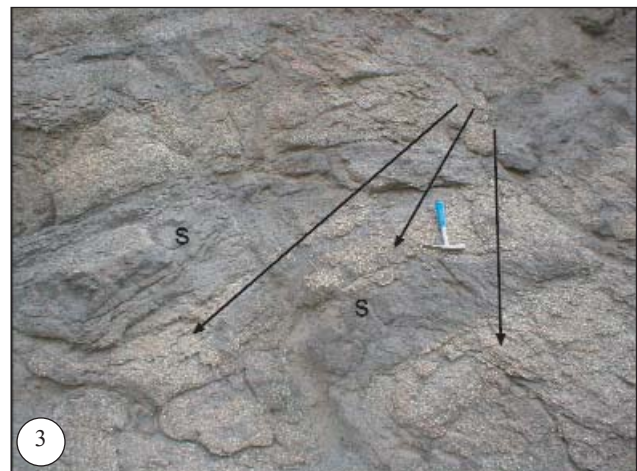
Feltárás felvételek a Tocopilla hegygerincről (3. helyszín az 1. ábrán és a I. 1 táblán)

1. Overview of the coastal escarpment from above south of Tocopilla. Note the colourful bedded succession predominantly consisting of pyroclastic rocks interbedded with relatively thin coherent mafic lava flows and/or sills. Also note the u-shaped structure (arrows) indicating some pre-existing morphology to where these eruptive products deposited. [photo is taken from point of 1118 m, S22°11'36.3", W070°11'14.7"]

A parti leszakadás látképe a Tocopilla felett, 1118 méter magasságból. A színes rétegek alapvetően piroklasztit sorozatok, melyek közé vékony koherens máfikus láva és/vagy szill rétegek települnek. U-alakú völgyek (nyíl) szin-vulkáni morfológiára utalnak [a kép a következő pontról készült, 1118 m, S22°11'36.3", W070°11'14.7"]



2. Quebradas where stratigraphic logging is possible. The location of these quebradas is often determined by weathered silicic dyke swarms (arrow). [957 m, S22°11'50.6", W070°11'21.3"]
Szárazvölgyek, ahol a vulkáni sorozatok rétegtani kapcsolatai leírhatók. E szárazvölgyek általában erősen mállott dajkok kipreparálódott nyomait követik [957 m, S22°11'50.6", W070°11'21.3"]



3. Altered, vesicular mafic lapilli (arrows) in coarse sandy matrix inferred to be epiclastic rock unit formed by aeolian processes over volcanic breccia.

Mállott, hólyagos máfikus lapilli (nyilak) finomszemcsés lapilli, durva hamu mátrixban, mely szél szállította üledékképződésre utal

4. Alternating coarse grained massive lapilli tuff and cross-bedded tuff beds in the upper section in the top of the Coastal Cordillera near Tocopilla. [957 m, S22°11'50.6", W070°11'21.3"]

Durva és finomszemcsés lapillitufa rétegek váltakozása, keresztretegzett tufákkal a Tocopilla hegygerinc szelvényéből [957 m, S22°11'50.6", W070°11'21.3"]

Plate VI — VI. tábla

Outcrop photos from the Antofagasta coastline (locality number 4 on Figure 1 and Plate I. 1)
Az Antofagaszta partvonal feltárás felvételei (4. helyszín az I. ábrán és a I. 1 táblán)



1. Overview of a large lensoid low angle cross bedded lapilli tuff unit filling a channel (lines) north of Antofagasta. [S23°34'38.3", W070°23'42.8"]

Lencse alakú, lapos keresztarétegzett lapillitufa és tufa csatornakitöltő (vonalak) rétegek [S23°34'38.3", W070°23'42.8"]



2. Bedded, cross bedded lapilli tuff filling a morphological depression on the depositional surface (lines), north of Antofagasta. [S23°34'38.3", W070°23'42.8"]

Rétegzett és keresztarétegzett lapillitufa Antofagasztától északra, mely az üledékképződési felszín mélyedéseit tölti ki (vonalak) [S23°34'38.3", W070°23'42.8"]



3. Alternation of fine to coarse, massive, unsorted lapilli tuff beds, north of Antofagasta. [S23°34'38.3", W070°23'42.8"]

Finom- és durvaszemcsés, masszív, osztályozatlan lapillitufa rétegek Antofagasztától északra [S23°34'38.3", W070°23'42.8"]



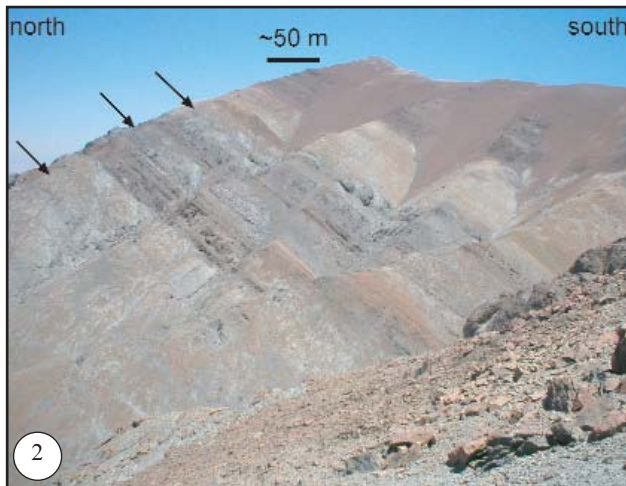
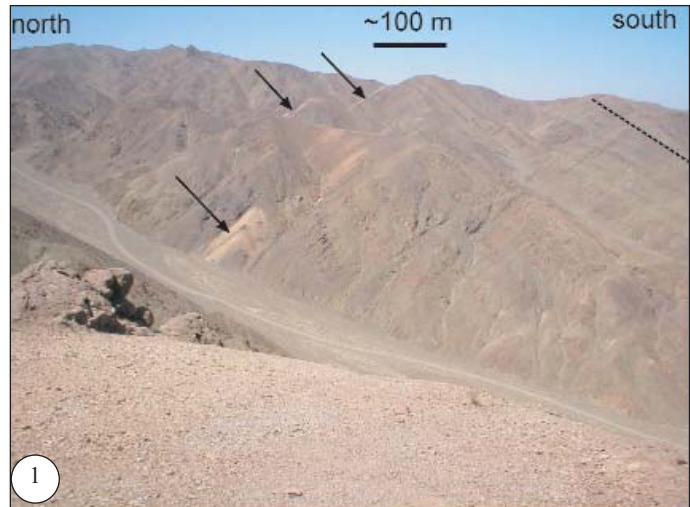
4. Channel filling coarse grained tuff breccia (lines). Note the large, non-to-slightly vesicular mafic lava fragments (dashed line and arrow), hosted in the coarse grained lag. The channels developed in a fine grained, bedded to cross bedded lapilli tuff unit (north of Antofagasta). [S23°35'12.9", W070°23'44.2"]

Csatornakitöltő durvaszemcsés tufabreccsa (vonalak) Antofagasztától északra. A tufabreccsa gazdag, nagy méretű nem vagy csak gyengén hólyagos máfikus vulkáni kőzetdarabokban (szaggatott vonal és nyíl) [S23°35'12.9", W070°23'44.2"]

Plate VII — VII. tábla

Outcrop photos from the Antofagasta desert area (locality number 5 on Figure 1 and Plate I. 1)
 Feltárás fotók az Atacama sivatagból Antofagasztától keletre (5. helyszín az 1. ábrán és a I. 1 táblán)

1. Overview of the La Negra Formation north of Antofagasta. Note the uniform bedding of the lava flows (dashed line) and the perpendicular light colour dyke, connected to hydroclastic breccias (arrows). [photo is taken from a point, 589 m, S23°41'21.5", W070°22'15.0"]
 A La Negra Formáció látképe Antofagasztától északra az Atacama sivatagban. A lávatestek meglehetősen monoton települése (szaggatott vonal) szembeötlő, melyet egy-egy dákj, és/vagy piroklasztit breccsa csatorna tör át (nyíl) [a fotó a következő pontról készült, 589 m, S23°41'21.5", W070°22'15.0"]



2. Cerro Miranda ignimbrite unit exposing at least three ignimbrite flow units (arrows) and accompanied ash fall beds. [photo is taken from a point, 1239 m, S23°24'43.6", W070°14'10.7"]
 Legalább 3 ignimbrít egység (nyilak) különíthető el a Cerro Miranda területéről melyek között hullott piroklasztit rétegek települtek közbe [a fotó a következő pontról készült, 1239 m, S23°24'43.6", W070°14'10.7"]



3. Fine grained tuff and lapilli tuff unit overlaying grey ignimbrite unit at Cerro Miranda. Tuffs contains accretionary lapilli indicating subaerial emplacement of the beds. [1252 m, S23°24'43.4", W070°14'12.0"]
 Finomszemcsés tufa és lapillitufa rétegek települnek a szürke ignimbrít egységekre a Cerro Miranda területén. A tufa akkréciós lapillit tartalmaz, amely szárazföldi üledékképződésre utal [1252 m, S23°24'43.4", W070°14'12.0"]

4. Newly identified silicic (dacite) tuff breccia units between Antofagasta and La Negra giving evidence of existence of larger volume silicic explosive eruption related pyroclastic units. [151 m, S23°42'27.6", W070°23'27.4"]
 Új erősen differenciált (dácit) tufabreccsa sorozat Antofagasztá és La Negra között mely azt támasztja alá, hogy savanyú robbanásos kitörések gyakoribbak lehettek a La Negra Formációt létrehozó kitörések között mint azt korábban gondolták [151 m, S23°42'27.6", W070°23'27.4"]



Plate VIII — VIII. tábla

Outcrop photos from the Taltal coastal area, Cerro Blanco section (locality number 6 on Figure 1)
 Feltárás fotók a Taltal környéki vulkáni sorozatokról (Cerro Blanco) (6. helyszín az 1. ábrán és a I.1 táblán)



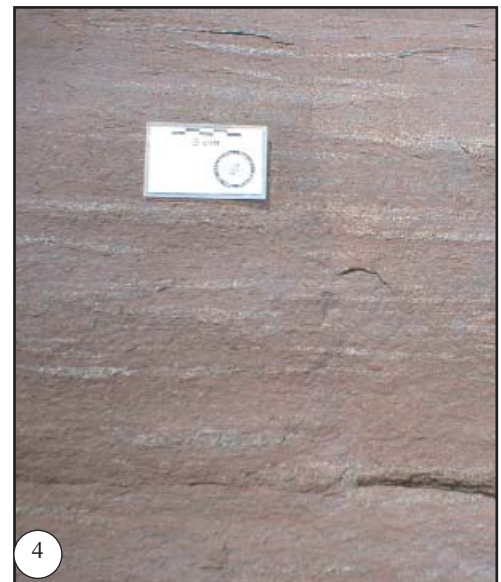
1. Overview of the La Negra Formation just south of Taltal. Black line represents a zone of marine intercalation of fossil-bearing limy sandstone
 A Taltal vulkáni szelvény átnézeti képe. A fekete vonal ősmaradványos tengeri üledékes közbetelepülést jelez



2. Coarse grained volcaniclastic conglomerate beds (arrows point to rounded volcanic gravels) alternating low angle cross bedded lapilli tuffs in the upper section of the Taltal volcaniclastic succession. [57 m, S25°24'09.8", W070°30'40.4"]
 Vulkáni konglomerátum rétegek (nyíl) keresztarétegzett vulkanogén homokkő közbetelepülésekkel a Taltal szelvényből [57 m, S25°24'09.8", W070°30'40.4"]



3. Thick succession of alternating thickly to thinly bedded lapilli tuff units near the sea level at Taltal. [5 m, S25°25'15.6", W070°31'29.5"]
 Vékony és vastag rétegzett lapilli tufa rétegek váltakozása a Taltal piroklasztit sorozatában a mai tengerszint közelében [5 m, S25°25'15.6", W070°31'29.5"]



4. Ripple cross bedded, flaser bedded lapilli tuff unit in the middle section of the Taltal succession. [6 m, S25°26'24.6", W070°31'04.2"]
 Keresztarétegzett lapilli tufa és tufa rétegek a Taltal piroklasztit sorozatból [6 m, S25°26'24.6", W070°31'04.2"]

Heavy minerals revisited — a brief review

MARIA MANGE-RAJETZKY

Department of Geology, UC Davis, Davis CA 95616, USA

Keywords: heavy minerals, high-resolution heavy mineral analysis, correlation, exhumation phases, Caledonides, Alpine molasses

Tárgyszavak: nehézásványok, nagy felbontású nehézásvány vizsgálati módszer, korreláció, exhumációs fázisok, Kaledonidák, alpi molassz

Abstract

Heavy minerals, accessory components of detrital sediments with densities above 2.89, have been important in the study sediments for well over a century. Their valuable property of constraining sediment provenance, source lithology and palaeotransport was recognized early, while the spectrum of heavy mineral applications increased progressively, parallel with growing modern technology. In addition to optical identification of diverse or impoverished assemblages, heavy minerals, either individually with their isotopic systems and diagnostic chemical compositions or collectively with signatures from bulk chemistry, have long been faithfully serving geological curiosity, research and industry.

This article is a brief review of the problem-solving capacity of heavy minerals in some important fields of geology. Factors, affecting heavy mineral assemblages are assessed and the principles and potential of high-resolution heavy mineral analysis (HRHMA), to alleviate such problems, are introduced. The value of HRHMA for subdividing and correlating barren sequences is demonstrated by an example from the North Sea Central Graben. Finally, case studies on the Caledonides in western Ireland and on the Alpine foreland molasse will show how provenance-diagnostic heavy minerals in tectonogenic sediments constrain timing of the exhumation phases of orogenic complexes.

Összefoglalás

A nehézásványok, a törmelékes üledékes kőzetek nagy sűrűségű (>2,89) akcesszórikus elegyrészei több mint egy évszázada fontos szerepet játszanak az üledékes kőzetek vizsgálatában. Már kezdetben felismerték egyik legértékesebb tulajdonságukat, azt hogy alkalmasak a törmelékes üledékes kőzetek származásának meghatározására. Később a technika fejlődése lehetővé tette egyre szélesebb körű alkalmazásukat mind a földtani kutatásban, mind interdiszciplináris területeken. A sokféle nehézásvány optikai vizsgálata, valamint kémiai és izotóp-összetételének meghatározása régóta eredményesen szolgálja a földtani alapkutatást és az alkalmazott geológiát.

Ez az összefoglaló jellegű munka bemutatja a nehézásványvizsgálatok alkalmazását az összetett földtani kérdések megoldásában. Elemzi azokat az üledékes tényezőket, amelyek az eredeti nehézásvány-összetételt módosíthatják, és bemutatja a módosító tényezők hatásának kiküszöbölésére kidolgozott nagy felbontású nehézásvány vizsgálati módszer (high-resolution heavy mineral analysis, HRHMA) elvét és gyakorlatát. E módszer sikeres alkalmazását egy, az Északi-tenger központi árkában fekvő foszszíliamentes szénhidrogén-tároló tagolása és az azonosítható zónák korrelációja példázza. A nyugat-írországi Kaledonidák és az Alpok előtéri medencéjének molasszüledékein végzett vizsgálatok esettanulmányai bizonyítják a nehézásványok „kormeghatározó” szerepét az orogén területek kitarakodási fázisainak és lehordódásának rekonstruálásában.

Introduction

Clastic sediment packages with their informative high-density accessory constituents, heavy minerals (density >2.89), are repositories of vital information. They can be viewed as geological archives, preserving signatures of past geological events both at source provinces, during

transit and in the depocentre. They also mirror episodes of varying flux into a basin and, in turn, the evolutionary phases of the basin itself.

Heavy minerals represent the detrital occurrence of common rock-forming minerals (e.g. garnet, pyroxenes, epidote etc.) and accessories (e.g. zircon, tourmaline, apatite) of igneous and metamorphic rocks. They are pres-

ent in minor quantities in sediments, therefore heavy mineral grains are seldom encountered in appreciable quantities in sandstone thin sections; their total quantity rarely makes up more than one percent of the rock. In order to study heavy minerals effectively, they need to be concentrated and this is normally carried out by means of rock-disaggregation and mineral separation, using liquids with specific gravities of 2.89 (bromoform), 2.97 (tetrabromoethane) or, alternatively, non-toxic sodium-polytungstate or LST solids with adjustable densities. Heavy minerals sink in these liquids which permits their complete segregation from the framework components and, because of this attribute, they are called 'heavy' minerals (Mange & Maurer 1992).

Heavy minerals carry signatures of petrogenetic controls in their parent rocks and record the effects of subsequent recrystallization and/or tectonic overprint, (indicated by chemistry, crystal form, colour, zoning, overgrowth etc.). Upon entering the sedimentary cycle they are subjected to a series of processes, operating until the assemblages are extracted from a sediment for study. The effects of transport, climate, alluvial storage, re-entrainment, deposition, burial diagenesis and, not uncommonly, recycling can all be read from the morphology, structural properties, surface textures and chemistry of a particular heavy mineral grain. Of these manifold processes four principal factors control the appearance and composition of heavy mineral suites:

1. parent rock composition
2. mechanical abrasion
3. physical sorting (hydraulic factor)
4. dissolution (weathering and diagenesis)

The hydraulic factor decides which mineral grains will be deposited under certain hydraulic conditions. Dissolution eliminates the less resistant grains and influences the ultimate heavy mineral assemblages of a particular sediment.

By understanding and comprehensively evaluating such controls, the analyst can look into any detrital sediment and endeavour to reconstruct its history from source to the depocentre. The value of heavy minerals lies in that each heavy mineral grain is a unique messenger of coded data, carrying the history of its ancestry. It is our task to decode their message and use it for the following purposes:

— *Sediment provenance, locating and reconstructing sediment source areas — certainly this is the most widely used application of heavy minerals and is universally accepted to be one the most advantageous technique in sediment provenance studies;*

— *Tracing sediment transport paths and entry points into a basin, mapping sediment-dispersal patterns and estimating the length of transport — these are especially useful for complementing paleocurrent analyses;*

— *Delineating sedimentary petrological provinces;*

— *Establishing heavy mineral zones in "barren" reservoir sequences, thereby permitting zonation and correla-*

tion, either on a well-to-well or basin-wide scale;

— *Differentiating and correlating sandstone packages, detecting correlatable mineralogical markers;*

— *In the study of earth surface processes information on the energy of hydraulic regimes and sediment sorting, unraveling depositional stages of a bulk sediment flux, detecting concentrating processes;*

— *Elucidating the nature and stages of diagenesis;*

— *In tectonogenic sediments finding signatures of structural events, reconstructing past hinterlands and their exhumation phases, finding time-rock markers.*

— *In pedology providing clues to soil formation*

— *Prospecting for potentially economic deposits*

All these require a serious "detective" work, applying meticulous investigation and logical thinking to unravel a generally polyphase history. The work is immensely time-consuming but rewarding with highly significant implications both in industry and academic research.

Extracting optimum information from the assemblages: High-resolution heavy mineral analysis (HRHMA)

Because conventional, species-level, heavy mineral studies on low-diversity assemblages are generally inconclusive, an innovative approach designed to alleviate this problem and to overcome the effects of modifying factors, mentioned above, has been developed by the author. This is termed high-resolution heavy mineral analysis (HRHMA, MANGE-RAJETZKY 1995, Lihou and Mange-RAJETZKY 1996, MANGE et al. 1999) and deals with the identification and categorization of the different varieties of individual heavy mineral species. The technique is based on the recognition that the majority of rock-forming and accessory minerals form in a diversity of size and habit and are represented by many chemical, structural, color and optical varieties, controlled primarily by petrogenetic conditions. Because a wide range of lithologies provide detritus to siliciclastic sediments, their heavy mineral assemblages are complex and an individual species may comprise several varieties. Despite experiencing episodes of recycling, many varieties remain provenance-diagnostic. Provenance-sensitive species and varieties inherit their properties from parent lithologies such as chemistry, crystal form and color. Subsequent sedimentary processes generate morphological types and dissolution features which are considered facies-sensitive. Consequently, a series of genetic and/or sediment histories are encoded in each variety. This supports the principle that, in reality, heavy mineral assemblages are more diverse and thus more informative than indicated by the simple species-level analysis that ignores all these characteristics. HRHMA can be used universally because it focuses on the ultrastable species: zircon, tourmaline and apatite. These are ubiquitous in detrital sediments, occur in significant quantities and are represented by several vari-

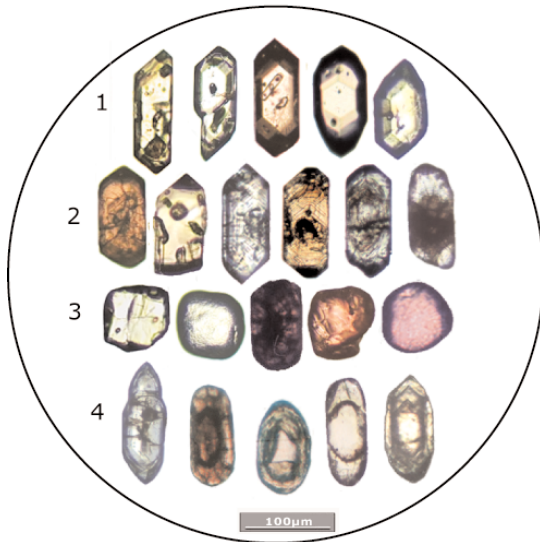


Figure 1. Examples for the diversity of zircon varieties

First row: Sharp euhedral, volcanogenic crystals (three grains on the left) and two lower temperature euhedral crystals; Second row: euhedral purple, pencil-shaped crystal with abundant microlite inclusions and zoned zircons from granitoids; grain to the far right shows isotropic core; Third row: rounded, recycled colourless and purple zircons; Fourth row: grains showing a variety of overgrowth

1. ábra. Példa a cirkon változatok sokféleségére

Első sor: éles körvonalú sajátalakú vulkáni eredetű kristályok (a három baloldali szemcse) és két kisebb hőmérsékleten keletkezett sajátalakú kristály. Második sor: lila, ceruza alakú kristály gyakori mikrolit zárványokkal és granitoidokból származó zónás cirkonok; a jobbszéli izotróp maggal rendelkező szemcse; Harmadik sor: kerekített, áthalmozott, színtelen és lila cirkonok; Negyedik sor: szemesék különböző továbbnövekedéssel

eties. Categorization and point counting of the varieties of a single species eliminates the problem caused by density-controlled sorting during transport and dissolution processes that occur after burial and affect chemically unstable species (MORTON and HALLSWORTH 1999). Thus, observed changes in the heavy mineral spectrum are clear indications of a shift in provenance.

The principle of HRHMA is, therefore, the identification and categorization of different varieties of individual heavy mineral species. Variables that prove most informative include grain morphology, color, internal structure, etc. Figures 1–3 show examples for the diversity of the most common detrital heavy minerals, zircon, tourmaline and apatite.

Figure 3. Apatite varieties

Top row: sharp euhedral volcanogenic crystal, prismatic grain with somewhat rounded edges and rounded prism with a microlite and opaque inclusions; Middle row: volcanogenic, reddish-brown pleochroic prism, angular and spherical grains; Bottom row: rounded prism with parallel inclusions of opaque dust, rounded overgrowth on a rounded, dusky pre-existing grain, complete hexagonal euhedral crystal developing over a spherical detrital nucleus

3. ábra. Apatit változatok

Felső sor: éles körvonalú sajátalakú vulkáni eredetű kristály, prizmás szemcse némileg kerekített éllel és kerekített prizma mikrolit és opak zárványokkal; Középső sor: vulkáni eredetű, vörösesbarna pleokroizmusú prizmás szemcse, szögletes és gömbölyű szemesék; Alsó sor: kerekített prizmás szemcse párhuzamosan elhelyezkedő opak zárványokkal hintve, kerekített sötét színű korábbi szemcsén kerekített továbbnövekedés, gömbölyű törmelékes mag körül kialakult tökéletes hexagonális sajátalakú kristály

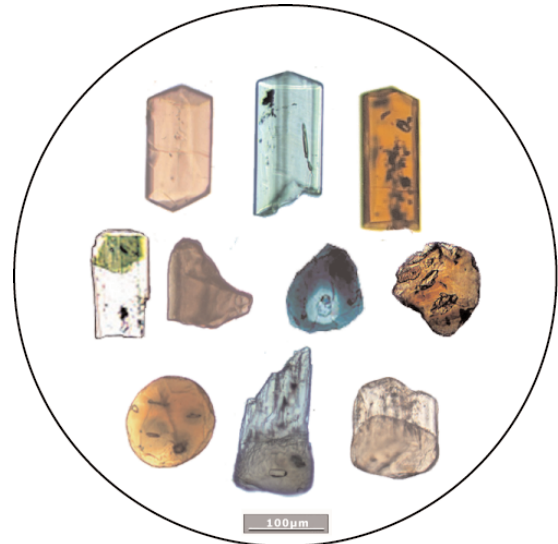


Figure 2. Tourmaline varieties

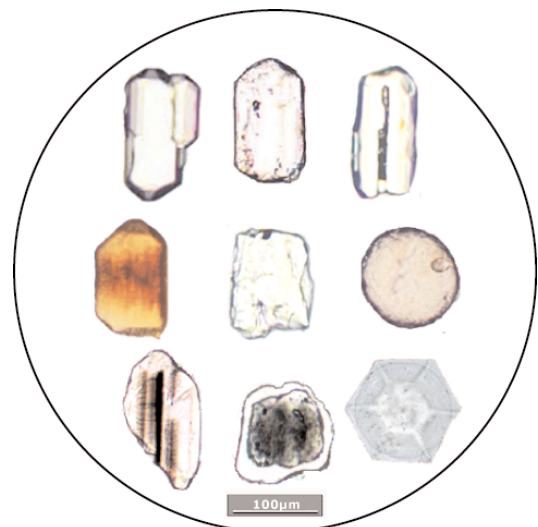
Top row: sharp euhedral crystals; Middle row: rounded colourless prism preserving a pre-existing nucleus, irregular angular grain, sharp basal form and rounded grain with a zircon inclusion; Bottom row: spherical grain, large overgrowth on a rounded detrital nucleus and grain showing rounded overgrowth on a rounded nucleus

2. ábra. Turmalin változatok

Felső sor: éles körvonalú sajátalakú kristályok; Középső sor: kerekített, színtelen prizmás kristály, amely őrzi korábbi magját, szabálytalan szögletes szemcse éles bázisformával és kerekített szemcse cirkon zárvánnyal; Alsó sor: gömbölyű szemcse, a kerekített törmelékes magon nagy továbbnövekedéssel és a kerekített magon kerekített továbbnövekedéssel

Zircon varieties (Figure 1) *morphology*: sharp euhedral to rounded – these are facies and/or provenance diagnostic; *colour*: provenance diagnostic, facies independent; *structural types*: zoning, overgrowth — provenance diagnostic, facies independent

Tourmaline varieties (Figure 2) *morphology*: sharp prisms, euhedral basal forms to spherical - facies and/or provenance diagnostic; *colour*: brown, green-olive, blue, pink, colourless or party-coloured (i.e. one grain shows combined, usually brown and blue colours) — provenance diagnostic,



facies independent; *inclusions, colour-zoning, pleochroism*: provenance diagnostic, facies independent. Overgrowth on tourmaline develop after burial and generally reflect deep burial.

Apatite varieties (Figure 3) *morphology*: sharp euhedral prisms, hexagonal basal forms to spherical -facies and/or provenance diagnostic; *colour*: apatite is dominantly colourless but pigmentation by opaque dust is not uncommon and volcanics-derived apatites are often reddish-brown or dusty brown and pleochroic – the latter are provenance diagnostic; *inclusions*: these can be distinctive occurring either as parallel opaque (graphite) rods, grid-like fine needles and fluid inclusions – provenance diagnostic

Example for the potential of High-resolution heavy mineral analysis in clastic reservoir characterization

HRHMA excels where there is no other means of correlation, the most useful environment being barren red beds. Its successful application to the Triassic Skagerrak Fm. North Sea Central Graben, UK Continental Shelf, is illustrated below (Figure 4). This study has achieved reconstruction of provenance, established a heavy mineral stratigraphy, zonation and a basin-wide correlation (MANGE-RAJETZKY 1995).

The Triassic continental red beds of the Central Graben (Quadrants 22 and 29 U.K. and Quadrants 6 and 7, Norway) comprise alternations of dominantly red mudstones, silt-

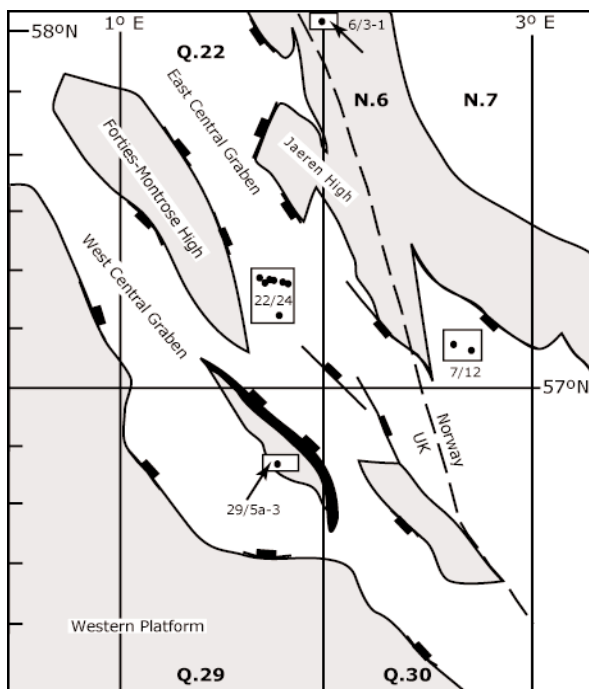


Figure 4. Map of study area, in the Central Graben, North Sea (UK Continental Shelf), showing major structural elements and generalized location of the analysed wells (after MANGE-RAJETZKY 1995)

4. ábra. Az Északi-tenger központi árkában az Egyesült Királysághoz tartozó kontinentális selfen tanulmányozott terület térképe a fő szerkezeti elemekkel és a vizsgált fúrások elhelyezkedésével (MANGE-RAJETZKY 1995 nyomán)

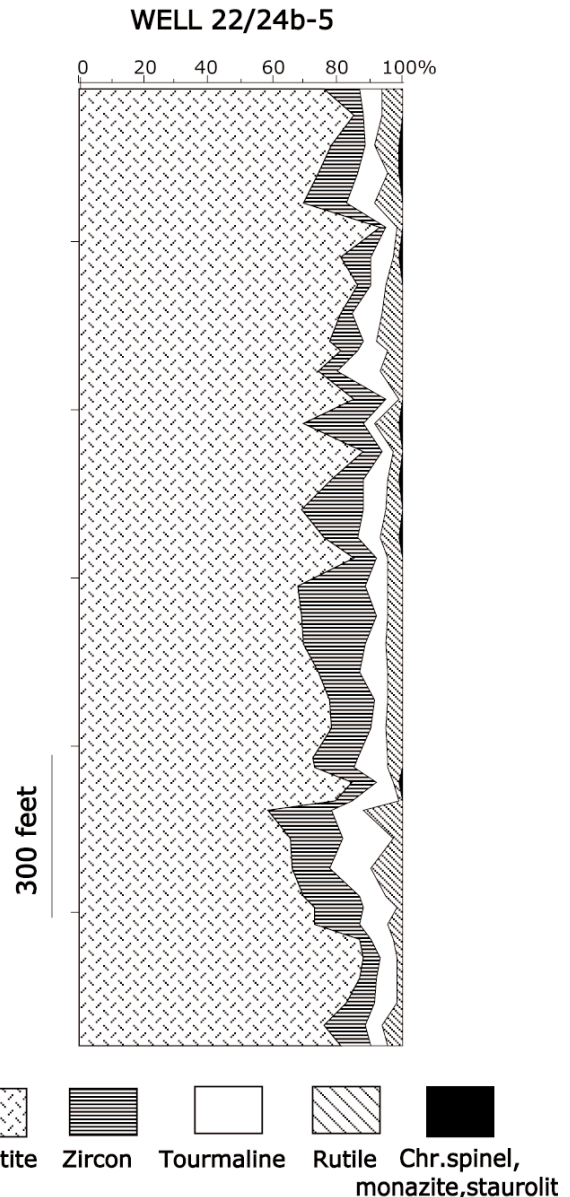


Figure 5. Conventional heavy mineral analysis indicates monotonous, apatite-dominated heavy mineral spectrum in reference well 22/24b-5 (after MANGE-RAJETZKY 1995)

5. ábra. A hagyományos nehézsúly vizsgálat monoton, az apatit dominanciájával jellemezhető nehézsúly-összetételt jelez a 22/24b-5 referenciafúrásban (MANGE-RAJETZKY 1995 nyomán)

stones and sandstones, representative of alluvial fan, fluvial, sabkha and lacustrine environments, with occasional marine incursions near to the base. The succession is rarely complete and thickness is extremely variable. This is due both to variation in initial depositional thickness, influenced by salt-tectonics controlled accommodation space at a particular location (Hodgson et al. 1992), and to a later erosion during an extensive middle Jurassic uplift. The subdivision and correlation of these sequences have long been a problem, compounded by their poor biostratigraphic record.

The low resolution of the conventional, species-level analysis, carried out on these highly mature assemblages (using the 0.063–0.210 mm size fraction)

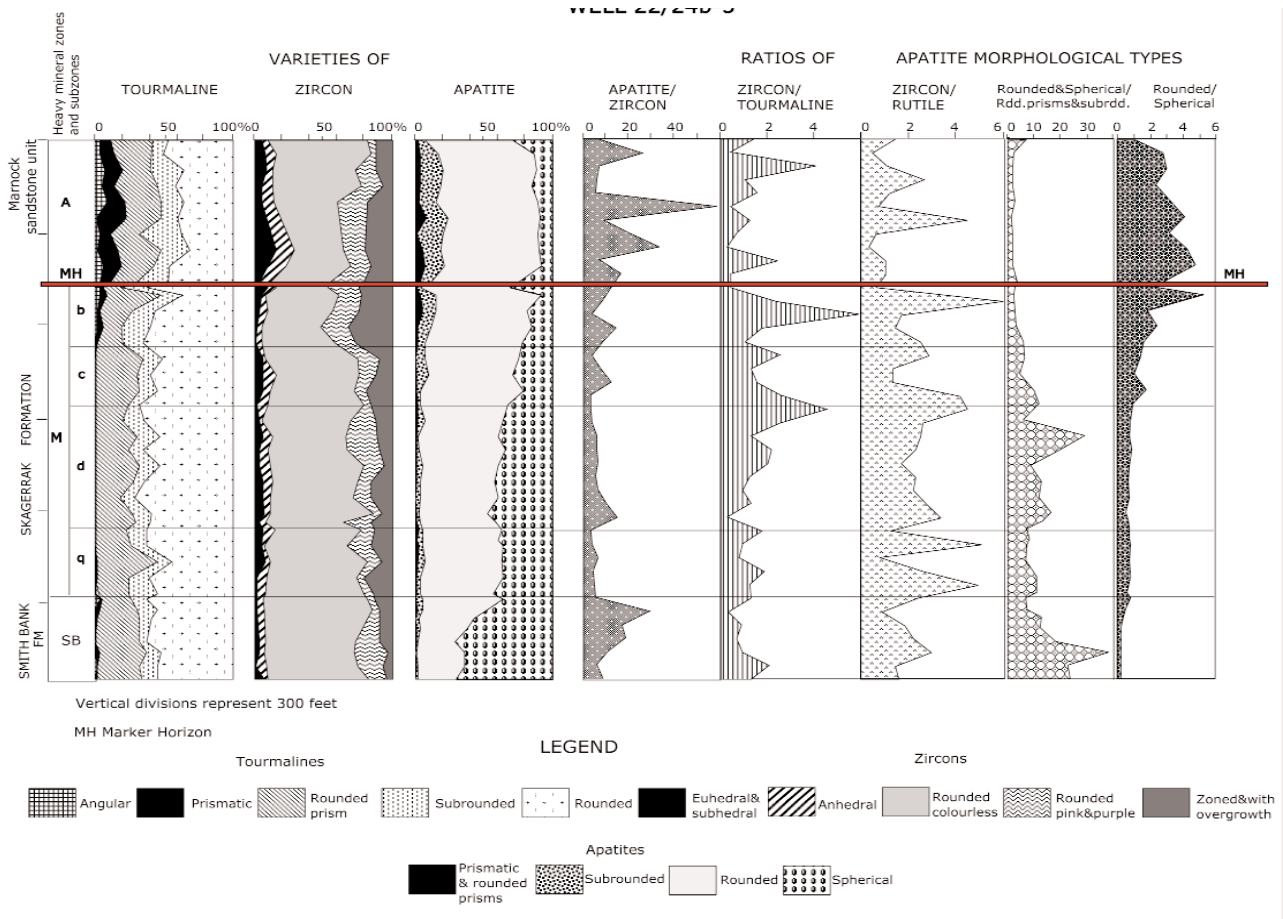


Figure 6. HRHMA of reference well 22/24b-5 reveals provenance-controlled systematic changes in varietal patterns

SB = Smith Bank Formation is characterized by polycyclic assemblages with advanced rounding or sphericity. M = Middle zone, Skagerrak Formation; upward-increasing angularity is caused by progressive flux of extrabasinal detritus, reflecting sequential changes in sediment provenance; A = Marnock sandstone unit records a fundamental change in provenance and sediment properties with first cycle detritus sourced from different, distant terrane.

MH = Marker Horizon, the horizon of fundamental change, can be detected in each varietal spectrum (after MANGE-RAJETZKY 1995)

6. ábra. A nagy felbontású nehézsúly vizsgálati módszer (HRHMA) segítségével az ásványok származása alapján meghatározott szisztematikus változásokat lehetett kimutatni a 22/24b-5 referenciafúrásban

SB = Smith Bank Formáció policiklikus ásvány-együttese erősen kerekített illetve, gömbölyű szemcsékkel; M = Középső zóna, Skagerrak Formáció; felfelé egyre szögletesebb szemcsékkel a növekvő extrabazális törmelékanyag beszállítás miatt, az üledékek eredetének szekvenciális változásait tükrözi; A = Marnock homokkő sorozat, amely az üledékanyag származásának és más tulajdonságainak alapvető változását jelzi a különböző, távoli képződményekből érkező első ciklusú törmelékkel; MH = határszint, ahol alapvető változás tapasztalható minden vizsgált ásvány és tulajdonság esetében (MANGE-RAJETZKY 1995 nyomán)

is depicted in Figure 5. The apatite-dominated heavy mineral spectrum of reference well 22/24b-5 shows no visible mineralogical markers and negligible overall variations in the relative proportions of individual species. HRHMA on the same sequence of samples reveals a strikingly different picture (Figure 6). In this figure the cumulative percentages of zircon, tourmaline and apatite varieties were plotted against depth with the ratios of heavy mineral pairs added in separate columns. Figure 6 shows that the seemingly monotonous red beds contain systematically changing heavy mineral varieties with stratigraphy. This, in turn, permitted the establishment of subdivisions, labelled as heavy mineral zones (MANGE-RAJETZKY, 1995).

HRHMA has indicated that the sequences comprise three major intervals: the lowermost, SB, corresponds to the Smith Bank Fm. The upper zone, Marnock sandstone

unit, was detected in the majority wells. Its base coincides with a dramatic increase in the amount of first cycle detritus and was defined as the Marker Horizon (MH). It reflects a fundamental change in provenance, initiated both by tectonics and climate change. This regional event has been recognised in all the study wells, therefore the MH and the upper zone is correlatable basin-wide.

Heavy mineral analysis as a tectono-stratigraphic tool

Erosion and sediment accumulation in foreland basins, concomitant with the growth of orogenic belts, imply that the mineralogy of tectonogenic sediments provides a record of tectonic pulses in their evolving source region. Shortening in the mountain belt results in temporally chang-

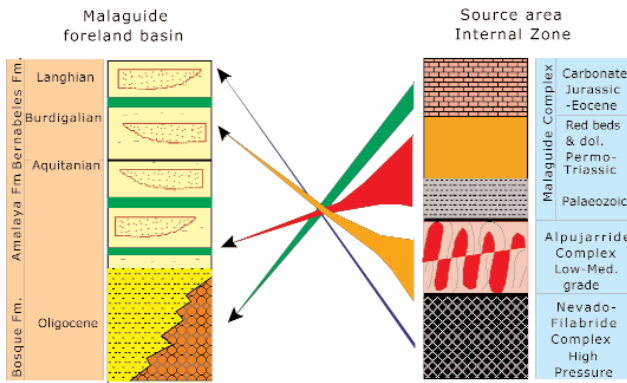


Figure 7. Schematic illustration of unroofing of an orogenic complex: example from the Betic Internal Zone, Spain (after LONERGAN and MANGE-RAJETZKY 1994)

7. ábra. Orogén komplex fokozatos kitakaródásának és lepusztulásának vázlata a spanyolországi Betic belső zóna példáján (LONERGAN and MANGE-RAJETZKY 1994 nyomán)

ing provenance as successively deeper crustal levels are brought to surface and eroded. The sequential analysis of heavy minerals of basin-fill sediments, integrated with structural and sedimentological data, permits reconstruction of hinterland lithology and tectonic episodes and is instrumental for constraining the timing of uplift and exhumation of orogenic regimes (Figure 7). Such an integrated approach have proved highly informative in studies on the Caledonides and on the peri-Alpine molasse of France and Switzerland.

The South Mayo Trough, Caledonides of Western Ireland

A comprehensive study of the heavy mineral record of the South Mayo Trough (SMT) proved central to the solution of the Grampian problem. Late Precambrian to Early Ordovician sediments, accumulated on the Laurentian rifted continental margin, are termed collectively Dalradian and Moine. They were metamorphosed during the early Caledonian Grampian Orogeny. The Grampian terrane spans from Scotland, through Western Ireland to Newfoundland. There has been a long debate about how and when the Grampian orogeny took place, how long was this episode and what was the plate tectonic driving force of the event. In the West of Ireland we can discern the relationship between the Dalradian rocks with imprint of Grampian metamorphism, and the lower Palaeozoic, low grade metamorphic rocks which are well dated.

The SMT is sandwiched between a Dalradian block to the north and a Dalradian block to the south in Connemara (Figure 8). Caught between these massifs the sediments of the SMT with their systematically changing heavy mineral assemblages and with the abrupt appearance of Dalradian-index minerals mirror the evolution of the Grampian orogeny. The definitive detrital heavy mineral evidence, obtained from a study on most of the Ordovician and Silurian stratigraphical units supports and enhances a model of a short-lived orogenic event,

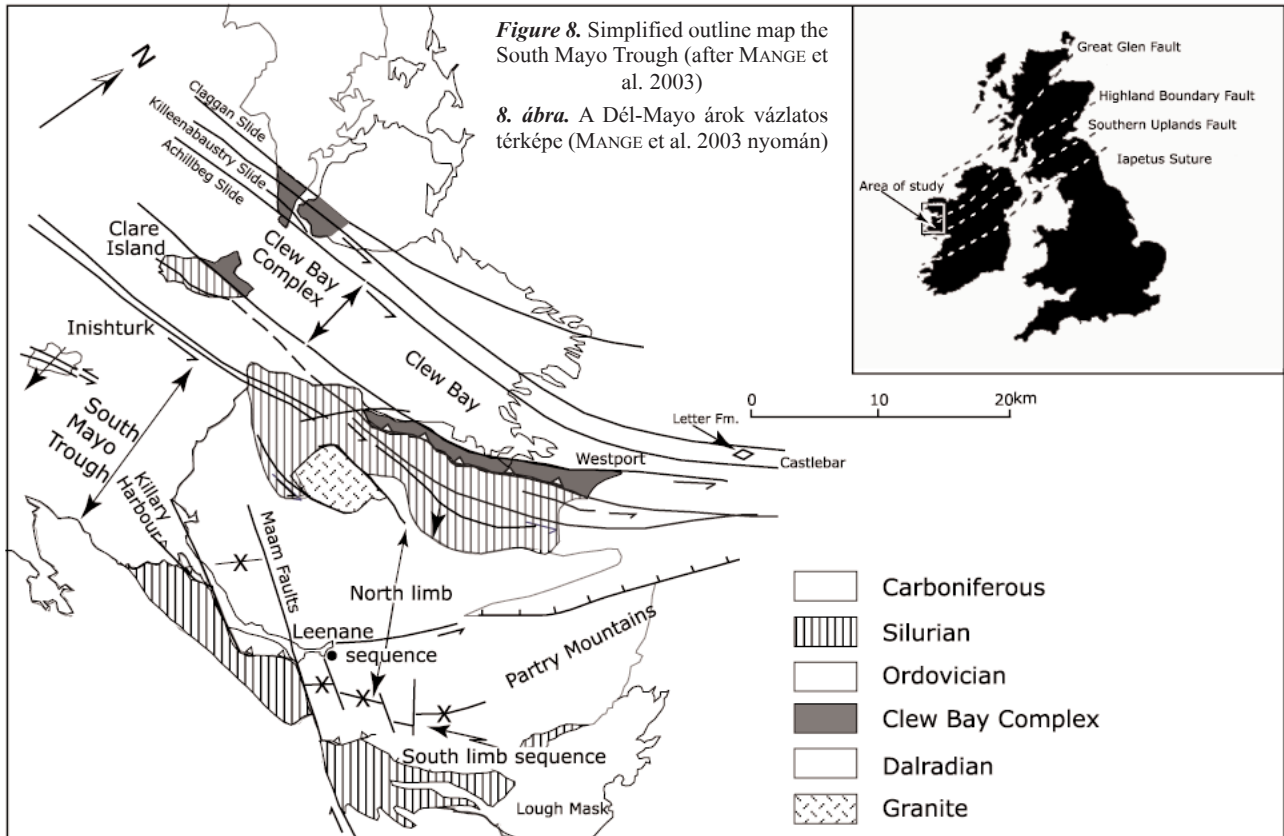


Figure 8. Simplified outline map the South Mayo Trough (after MANGE et al. 2003)

8. ábra. A Dél-Mayo árok vázlatos térképe (MANGE et al. 2003 nyomán)

Figure 9. Stages in the evolution of the South Mayo Trough, controlled by the Ordovician tectonics of the Laurentian margin

1. Fore-arc basin on an ophiolitic basement with an accretionary complex, represented by the Killadangan Fm. 2. Arc beginning to collide with the Laurentian margin. 3. Super-subduction zone ophiolites beginning to form nappes. 4. Subduction flips from S to N. 5. The whole complex begins to tighten and retrocharriage occurs with the Dalradian thrusts backward (after DEWEY and MANGE 1999)

9. ábra. A Dél-Mayo árok fejlődési fázisai a laurenciai perem ordoviciumi deformációja hatására

1. Az ívelőtti medence jön létre, az ophiolitos aljzaton; akkréciós sorozattal (Killadangan Formáció). 2. Megkezdődik az ív és a laurenciai perem ütközése. 3. Kezdetét veszi a szubdukciós zóna feletti ofiolitok takarás áttolódása. 4. A szubdukció kezdeti déli irányba északi irányra vált. 5. A teljes terület további rövidülést szenved és a Dalradian áttolódások mentén visszapikkelyeződés történik (DEWEY and MANGE 1999 nyomán)

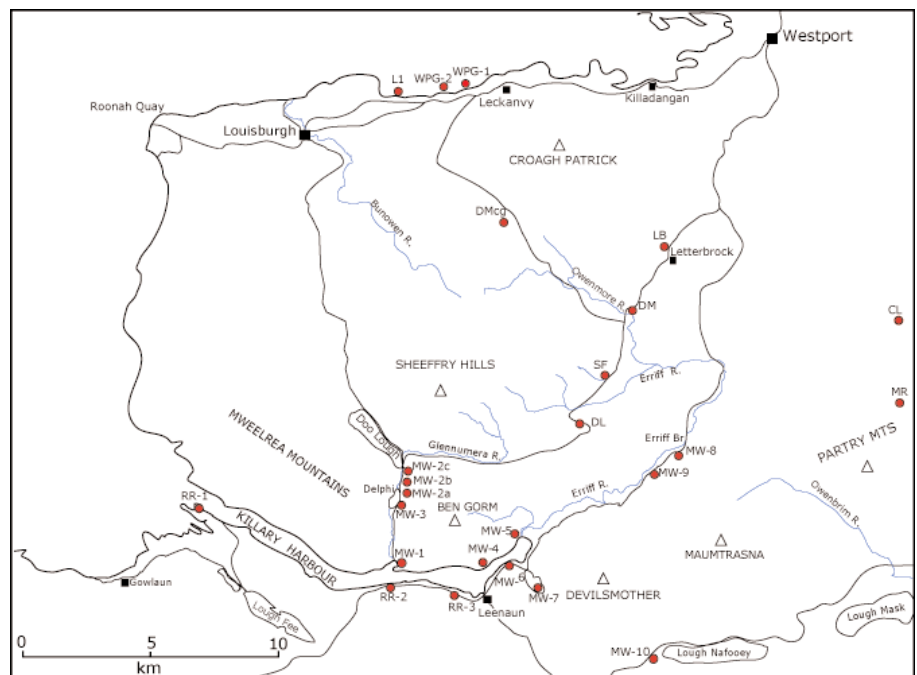
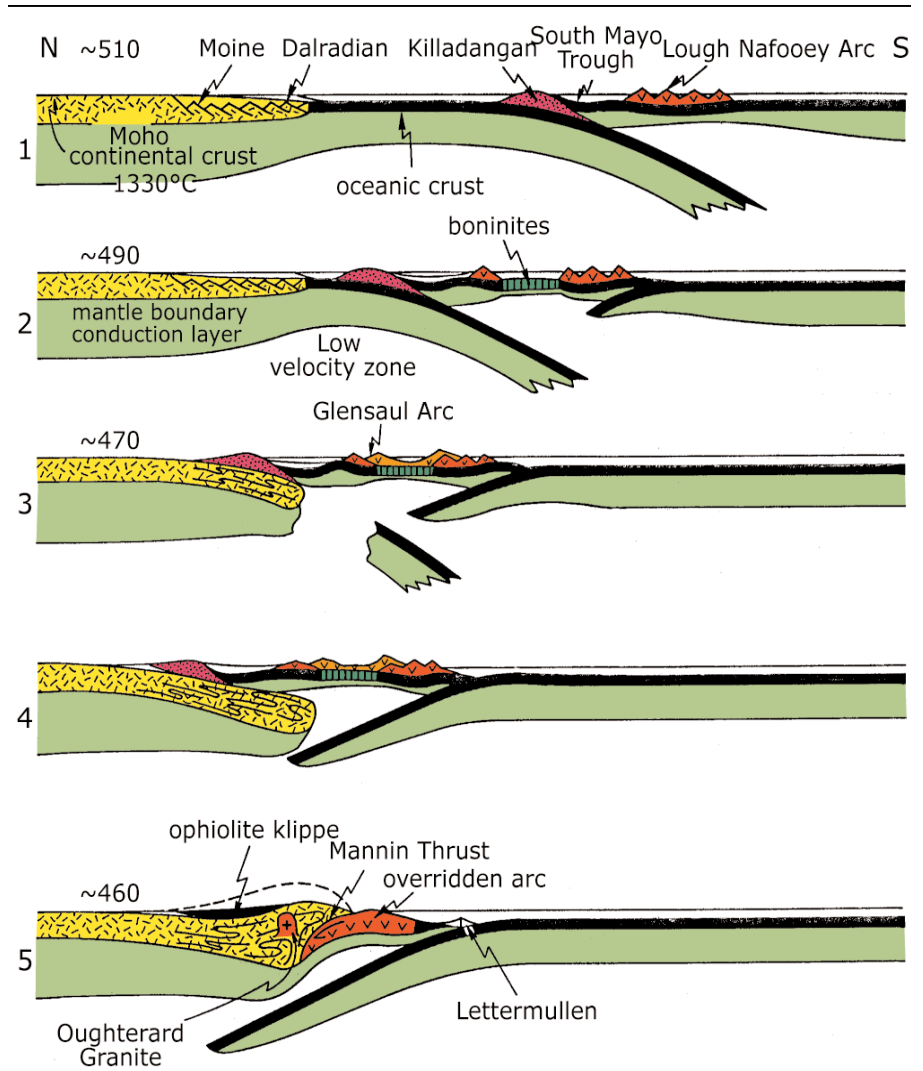


Figure 10. Study area in the South Mayo Trough showing the location of the Ordovician greywacke samples

10. ábra. A vizsgált Dél-Mayo árok-területe az ordoviciumi grauwacke minták elhelyezkedésével

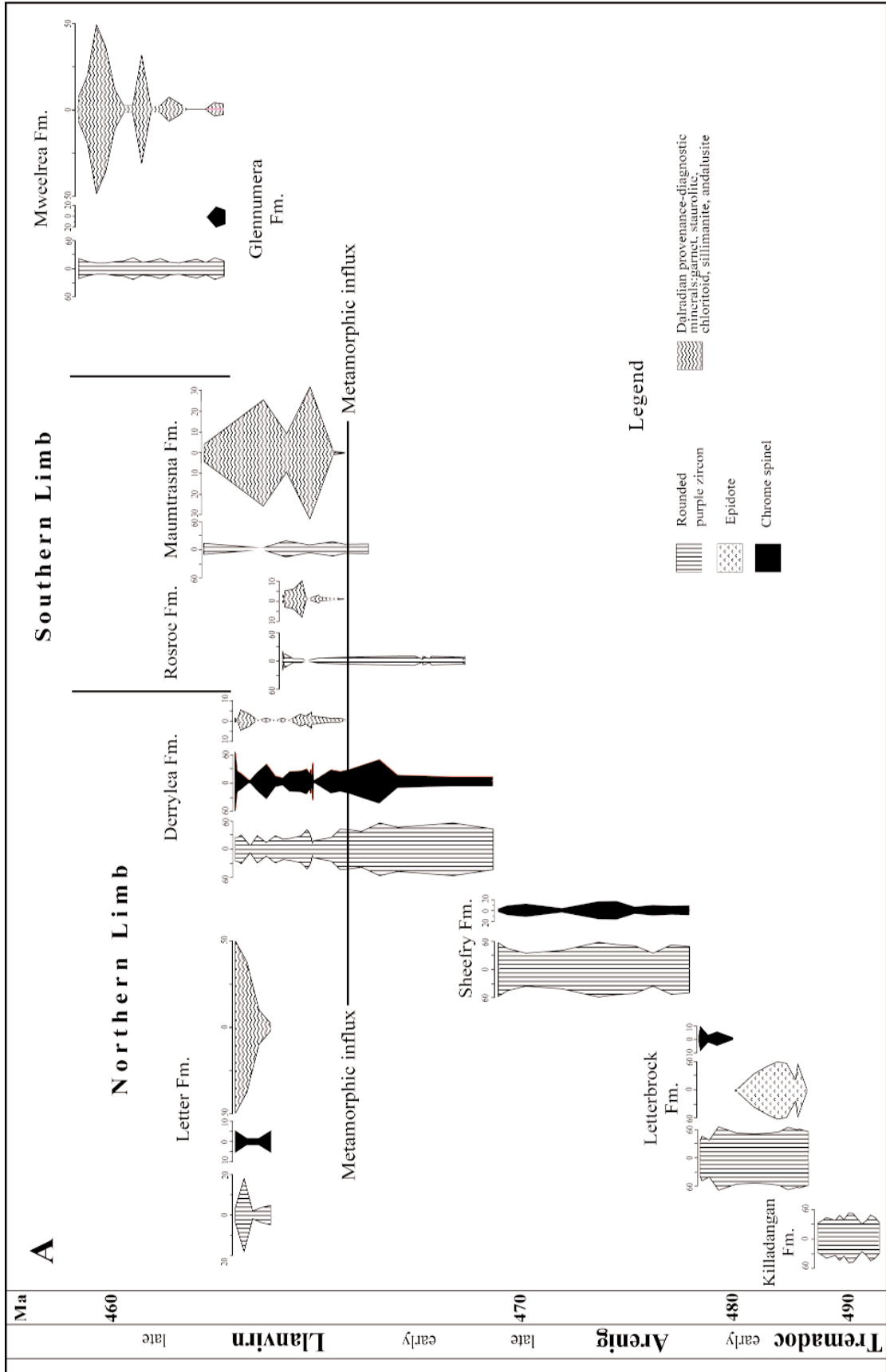


Figure 11. Stratigraphic trends of provenance-index minerals in the Ordovician greywacke formations. Note the correlatable time-rock marker, denoting the first flux of Dalradian-derived high-grade metamorphic assemblages **11. ábra.** Az eredetjelző ásványok megjelenésének tendenciái az ordoviciumi grauwacke formációkban. A korrelálható idő-kőzet határszint a Dalradian magas fokú metamorf ásvány-együttes első megjelenését jelzi az üledéktestben.

involving ophiolite obduction and the rapid development and unroofing of a Grampian Barrovian metamorphic complex (Figure 9). Ophiolite unroofing began during the Arenig and by the early Llanvirn a Barrovian complex was being eroded. The problem of timing of the Grampian deformation and metamorphism of the Dalradian is now solved (DEWEY & MANGE 1999). It was an Arenig/Llanvirn event, lasting about 10 my, and is documented by the detrital heavy mineral assemblages of the conformable Ordovician sequence of the South Mayo Trough (Figures 10–11).

Heavy minerals faithfully mirror the evolution of the South Mayo Trough. They indicate the initial distant source provinces from pre-Caledonian basement, the start of unroofing and subsequent stripping of the ophiolite complex and, finally, the arrival of high-grade metamorphic minerals from the rapidly exhumed Dalradian meta-

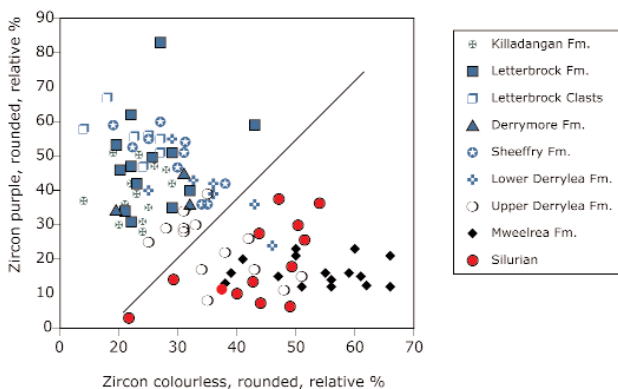


Figure 12. Contrasting zircon populations in the Ordovician and Silurian greywackes indicate a fundamental change of lithology in the sediment source region (after DEWEY and MANGE 1999)

12. ábra. A különböző cirkon populációk az ordovíciumi és szilur grauwackékban alapvető változást jeleznek az üledék forrás-területének közettani összetételében (DEWEY and MANGE 1999 nyomán)



Figure 13. Ordovician Greywackes exposed on the Sheeffry Cliff section

Arrow points to the bed that records the first appearance of Dalradian derived heavy minerals

13. ábra. Ordovíciumi grauwackék feltárása a Sheeffry Cliff szelvényben

A nyíl azt a réteget mutatja, amelyben Dalradian eredetű nehézsaványok először jelentek meg

morphic pile. Zircon varieties follow this provenance-trend. A marked change in the ratios of the purple and colourless zircon varieties in the Upper Derrylea and younger formations signal influx of detritus from a new source terrane: the dominantly purple coloured pre-Caledonian zircon populations became diluted with colourless zircons from the newly emergent Dalradian source complex (Figure 12).

There is no positive evidence in outcrops of the conformable Ordovician greywacke sequences of the South Mayo Trough for the *marked correlatable change* detected in the heavy mineral spectrum (Figure 13). Such change in mineralogy is a clear signature of a profound reorganisation of the hinterland. The heavy mineral record has helped considerably in the timing of the Grampian deformation and metamorphism of the Dalradian complex and its subsequent rapid exhumation. This study demonstrates clearly the value of integrating heavy mineral analysis with tectonic studies.

Tectonogenic sediments of the Alpine foreland basin

The peri-Alpine Molasse Basin is part of a peripheral foredeep, flanking the western and northern side of the Alpine orogen. In its deepest part, lying adjacent to the Alpine front, up to 5 km of Tertiary clastic sediments are preserved. Tectonogenic detritus was transported from the progressively rising orogen by a fluvial system, reaching the basin via discrete entry points. They preserve a record of about 30 million years of Alpine evolution. Systematically alternating marine and fluvial sedimentation persisted from Rupelian to Langhian times, embracing around 20 Ma period (STRUNCK and MATTER 2002).

The following summary highlights the major critical episodes in the exhumation history and thrusting in the Alpine range, as signalled by provenance-diagnostic heavy minerals in the adjacent foreland basin (Figure 14). In the Lower Oligocene to Middle Miocene Molasse of Savoy, France (Figure 15) and western and central Switzerland the progressive advance of Alpine-derived detritus, especially high-pressure low-temperature (HP-LT) index blue sodic amphibole, lawsonite and carpholite played a key rôle in the reconstruction of the unroofing episodes of Alpine tectonic domains (Figure 16). Blue sodic amphibole with dominantly glaucophane and ferroglaucophane composition and lawsonite with cross-hatched twinning, also carpholite (Figures 17, 18) appear first in the Early Chattian Lower Freshwater Molasse, indicating that their parent rocks, the Penninic subduction complexes of the internal zone (metamorphosed in the interval 102–80Ma) were uplifted by the early Upper Oligocene (~24 Ma). A relative tectonic quiescence during the Aquitanian is mirrored by impoverished heavy mineral suites and by the almost complete absence of the

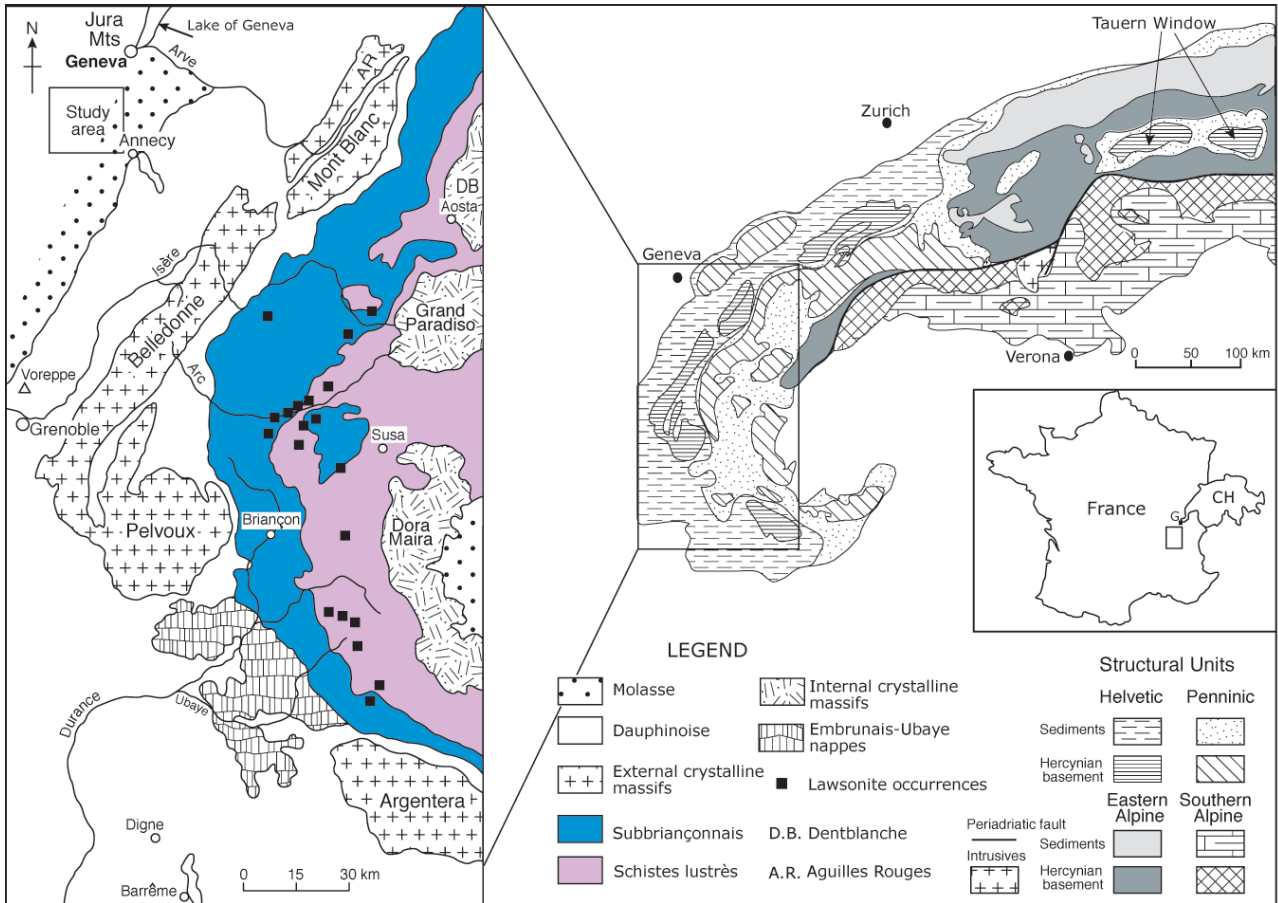


Figure 14. Generalised geological map of the western Alps showing the locations of the foredeep Molasse Basins and structural units of the Alps (excluding the easternmost part)

14. ábra. A Nyugati-Alpok vázlatos geológiai térképe az előtéri molassz medence elhelyezkedésével és az Alpok szerkezeti egységeivel (a legkeletebbi rész kivételével)

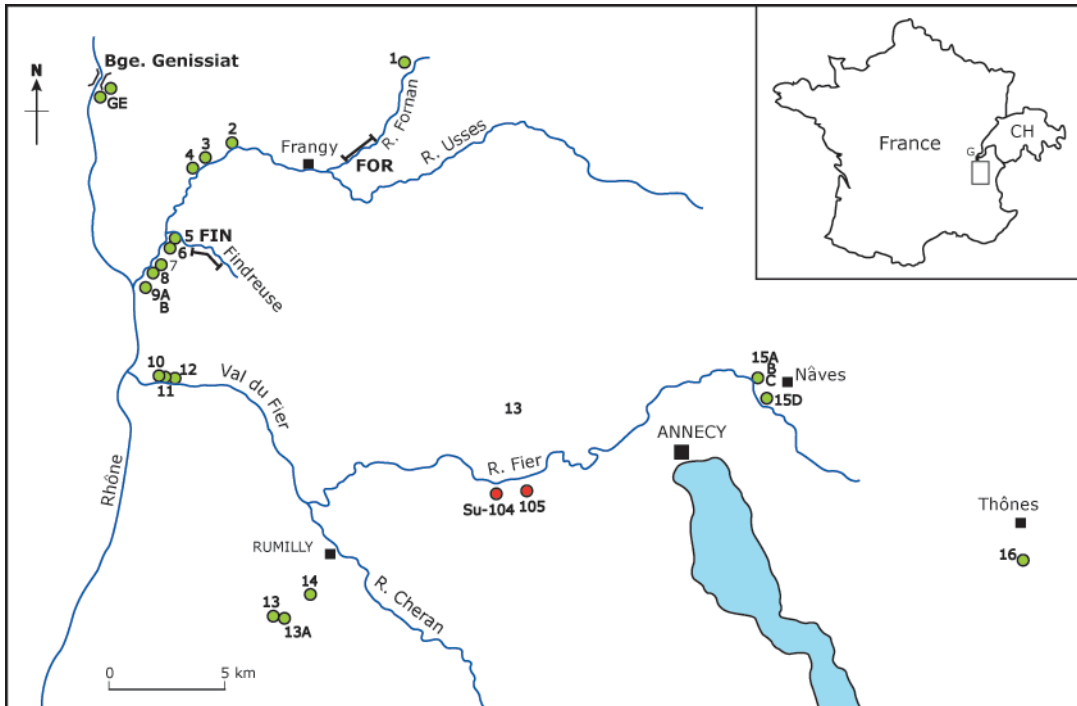


Figure 15. Locality map of the study sections in the western Alpine Molasse Basin

15. ábra. A Nyugat-alpi molassz medencéből vizsgált szelvények elhelyezkedési térképe

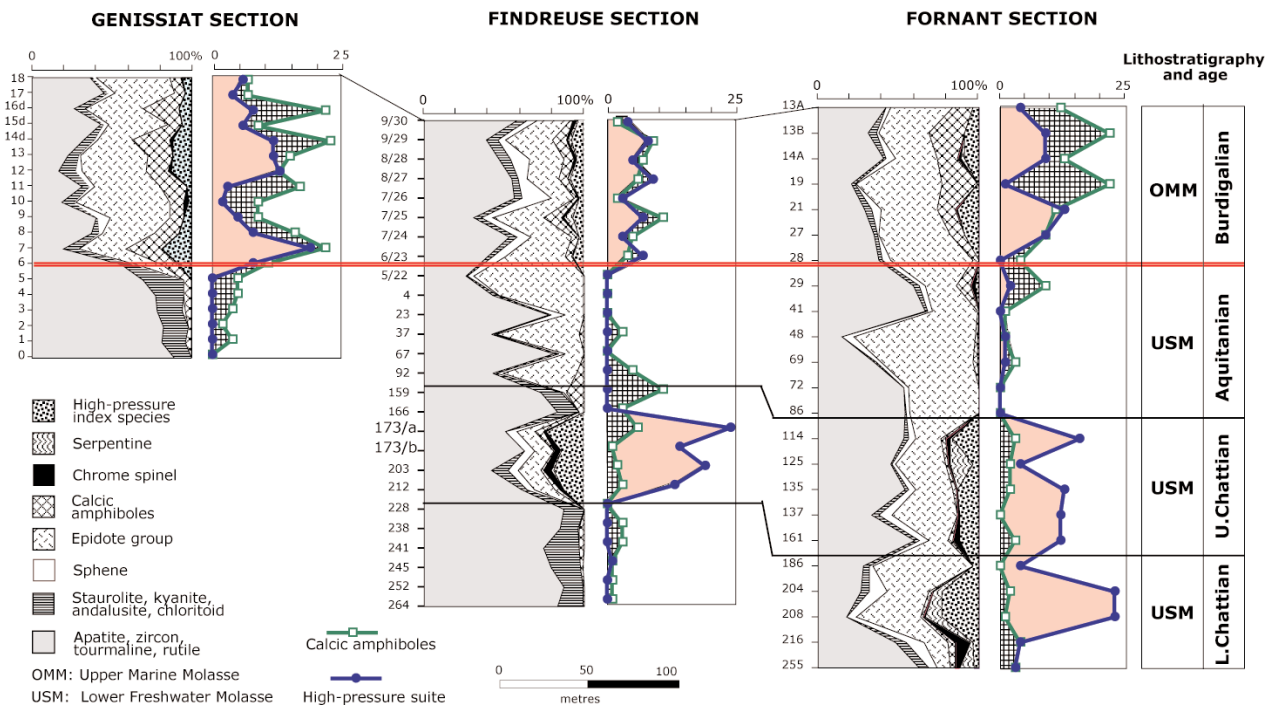


Figure 16. Sequential appearance of Alpine-metamorphic minerals in the three type sections record Alpine evolutionary phases and the unroofing of structural units

The westward-advance of Alpine-derived material and changes in basin configuration is depicted by the spatial and temporal appearance of diagnostic heavy minerals

16. ábra. Az alpi metamorf ásványok három típusszelvényben dokumentált fokozatos megjelenése jelzi az alpi fejlődési fázisokat és a szerkezeti egységek felszínre kerülését

A diagnosztikus nehézásványok előfordulásának térbeni és időbeli változása az Alpokból származó törmelékes anyag nyugat felé vándorlását és a molassz medence geometriájának változását jelzi

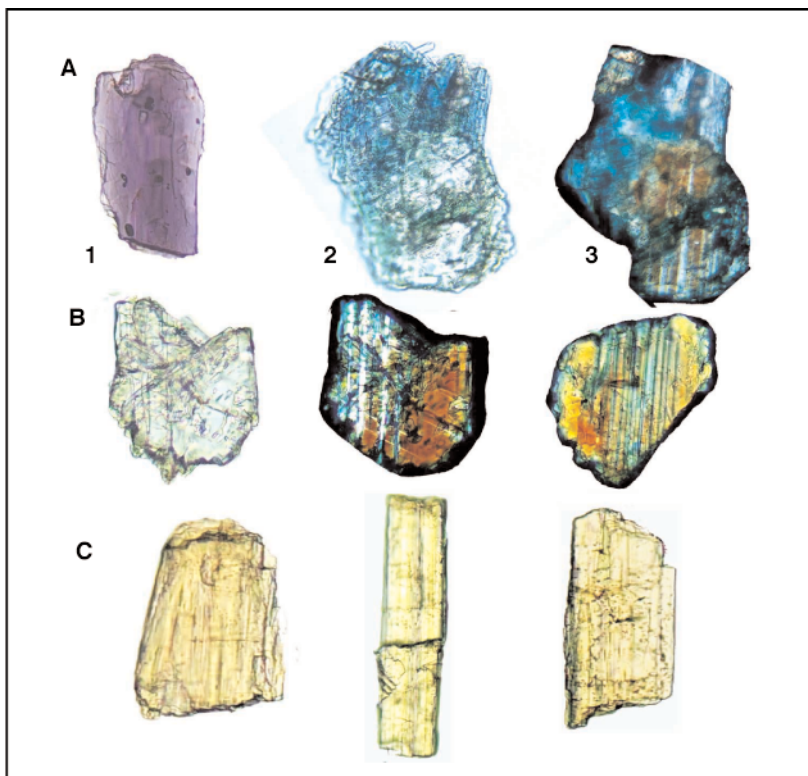


Figure 17. High-pressure low temperature index minerals in the western Alpine Molasse

Row A — Blue sodic amphibole; 1. plain polarised light, 2. a rare composite grain shows intergrowth of blue sodic amphibole and lawsonite; plain polarised light, 3. latter grain, x polars. Row B — Lawsonite grains, 1. grains with cross-hatched twinning, plain polarised light, 2. latter grain, x polars, 3. grain with multilamellar twinning, x polars. Row C — carpholites

17. ábra. Nagy-nyomáson és alacsony hőmérsékleten képződött index ásványok a Nyugat-alpi molassz medencében

A sor: Kék Na-amfibol; 1. párhuzamos poláros fénynél, 2. ritka, kék Na-amfibol és lawsonit összenövésével keletkezett összetett szemcse párhuzamos poláros fénynél, 3) az utóbbi szemcse keresztezett poláros fénynél, B sor: Lawsonit szemcsék, 1) rácsos ikerlemez szemcse párhuzamos poláros fénynél, 2) az utóbbi szemcse keresztezett poláros fénynél, 3) poliszintetikus ikerlemez szemcse keresztezett poláros fénynél, C sor: carpholit szemcsék

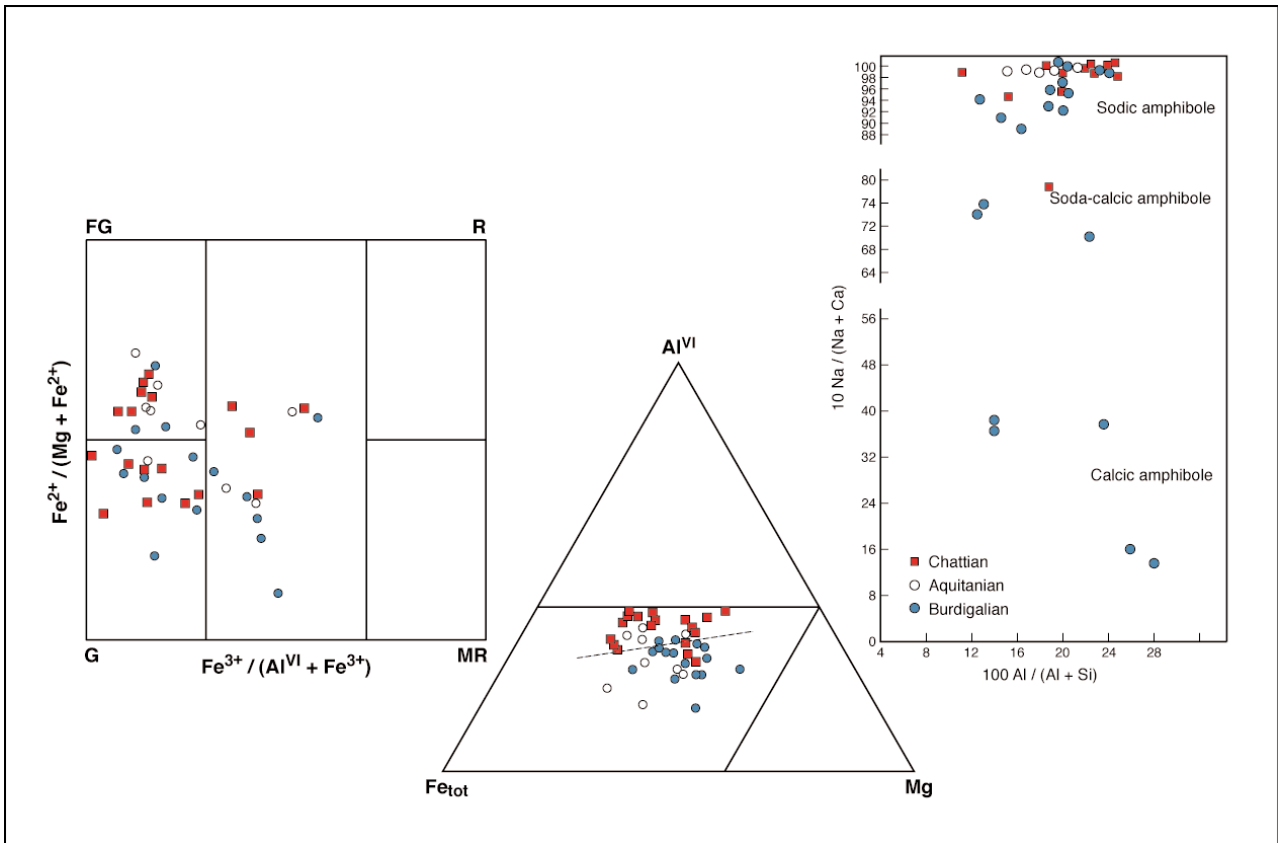


Figure 18. The chemistry of detrital blue sodic amphiboles shows a marked variations with stratigraphy

This documents how the various high-pressure units, generated by different phases of Alpine metamorphism, were brought to surface and eroded

18. ábra. A törmelékes kék Na-amfibolok kémiai összetétele jellegzetesen változik a rétegsorban

Ez több különböző alpi metamorf fázis hatására keletkezett változatos nagynyomású sorozatok felszínre kerülését és lepusztulását bizonyítja

HP-LT index minerals (Fig. 16). Tectonic rejuvenation in the Burdigalian (21–22 Ma) released diverse heavy mineral assemblages and their wide dispersal was promoted by a marine transgression, establishing a narrow seaway across the basin (Upper Marine Molasse). The HP-LT index suite includes blue sodic amphiboles, abundant carpholite and lawsonite. However, blue sodic amphibole chemistry, compared with the dominantly glaucophane and ferroglaucophane in the Chattian is more variable (Figure 18) and lawsonite appears either with multilamellar twinning or is non-twinned (Figure 17). The suite is complemented by abundant Ca-amphiboles, derived from the emerging External Hercynian Crystalline Massifs (Figure 18). This study was particularly instructive. First, it constrained major phases of unroofing and contributed important data to understand better Alpine evolution. Secondly, it helped reconstruction of the nature of Early, co-Alpine HP assemblages. These, sealed in the Molasse, provided valuable information on tectonic episodes and lithologies which were either eroded or overprinted in the hinterland. The Alpine foreland basin sediments with their most informative heavy minerals are not only witnesses of past events but preserve their products which are no longer detectable in the hinterland.

Concluding remarks

My long experience with the study of heavy minerals has shown that analytical data, especially those of the more sophisticated high-resolution heavy mineral analysis, reveal a significantly more complex story than many of the narrowly specialized techniques, now favoured. A great advantage of heavy mineral assemblages is that, through concentration by heavy liquids, the rare but often critically important species are encountered and these fail to appear in thin sections, neither can be detected by geochemical means. Analytical results can be favorably integrated with those of other techniques. The examples presented here, I believe, have shown the versatility of heavy minerals, a technique which, though time-consuming, has a great potential and will continue to yield solutions to many problems in geology.

The paper is connected to a presentation held at the workshop Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment (A GPS felhasználása a lemeztektonikában, a fosszilis energiahordozók kutatásában és a földrengés-kockázat becslésében), project number 11/WS/2002, supported by U.S. – Hungarian Science and Technology Joint Foundation (TÉT-MAKA) Budapest.

References

- DEWEY, J. and MANGE M. 1999: Petrography of Ordovician and Silurian sediments in the Western Irish Caledonides: tracers of a short-lived Ordovician continent-arc collision orogeny and the evolution of the Laurentian Appalachian/Caledonian margin. — In: MAC NICAILL, C. and RYAN, P. D. (eds): Continental Tectonics. *Geological Society, London Special Publication* 164, 55–107.
- HODGSON, N. A., FARNSWORTH, J. and FRASER, A. J. 1992. Salt-related tectonics, sedimentation and hydrocarbon plays in the Central Graben, North Sea, UKCS. — In: HARDMAN, R. F. P. (ed): Exploration Britain: Geological insights for the next decade. *Geological Society, London, Special Publication*, 67, 31–63.
- LIHOU, J.C. and MANGE-RAJETZKY, M. A. 1996. Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. — *Sedimentary Geology* 105, 141–157
- LONERGAN, L. and MANGE-RAJETZKY, M. A. 1994. Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. — *Journal of the Geological Society*, London, 151, 515–529.
- MANGE-RAJETZKY, M. A. 1995. Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high resolution heavy mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben. — In: DUNAY, R. E. and HAILWOOD, E. A. (eds.) Non-biostratigraphic Methods of Dating and Correlation. *Geological Society, London Special Publication* 89, 23–30.
- MANGE, M.A., DEWEY, J. F. and WRIGHT, D. T. 2003. Heavy minerals solve structural and stratigraphic problems in Ordovician strata of the Western Irish Caledonides. — *Geological Magazine* 140, 25–30.
- MANGE, M., TURNER, P., INCE, D., PUGH, J. and WRIGHT, D. 1999. A new perspective on the zonation and correlation of barren strata; an integrated heavy mineral and palaeomagnetic study of the Sherwood Sandstone Group, East Irish Sea Basin and surrounding areas. — *Journal of Petroleum Geology* 22, 325–348.
- MANGE, M. A. and MAURER, H. F. W. 1992. Heavy Minerals in Colour. — Chapman & Hall, London
- STRUNCK, P. and MATTER, A. 2002. Depositional evolution of the western Swiss Molasse. — *Eclogae geol. Helv.* 95, 197–222.

A környezetföldtani térkép szerkesztésének módszertani kérdései az Aggtelek–rudabányai mintaterület példáján

*Methods of the environmental map editon
in the case of the northern part of the Aggtelek–Rudabánya region*

GYURICZA GYÖRGY

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14.

T á r g y s z a v a k : környezetföldtani térkép, térképezési módszerek, Aggtelek–rudabányai mintaterület

Összefoglalás

A környezetföldtani térképezési munkák során, a korábbi térképváltozatok, az önkormányzati igények és a rendelkezésre álló adattári anyag, valamint az elvégezhető terepi munka figyelembevételével elkészítettünk egy korszerű, a szakmai és felhasználói igényeknek megfelelő térképtípust. A végső fázis két, különböző célra használható térképfajtát eredményez; egy áttekintő térképként teljes értékűnek tekinthető vulnerabilitási térképet; ez adhatja az alapját egy 1:100 000-es sorozatnak, valamint egy részletesebb, magyarázóval ellátott környezetállapot térképet, mely 1:25 000-es léptékben hasznosítható a legjobb hatásfokkal. A térképek a litológiai, hidrológiai és geomorfológiai elemeket környezetföldtani jelentőségük szerint minősítve mutatják be, így megfelelő segédeszközként kezelhetők a különféle szintű — regionális, vagy az egyes településeket érintő — döntéshozatalban.

K e y w o r d s : environmental geological map, mapping methods, Aggtelek–Rudabánya region

Abstract

In the course of the environmental geologic mapping we have compiled a modern map type which meets the expectations of experts and users, taking into account previous map versions, local authority demands and available reference materials, as well as the executed field work.

The final phase results in two map types which serve different purposes: a vulnerability map that can be regarded as an index map of total value and can serve as the basis of a series at a scale of 1:100 000, as well as a more detailed environment state map with explanatory notes that can be utilised most effectively at a scale of 1:25 000. The maps present the lithologic, hydrologic and geomorphologic elements ranked according to their environmental geologic significance; thus they can be managed as adequate devices in decision making at different levels — regional or those concerning specific settlements.

Bevezetés

A Környezetföldtani Osztály 1996-ban kapta feladatául az ún. „környezetföldtani térképek” tartalmi és formai kialakítását. A munka előzetese egyrészt az a számítógépes adatbázis-terv volt, amit 1992-ben dolgoztunk ki (BOHN, GYURICZA 1999), valamint az akkoriban elkészült, különböző szerzők által készített hatástanulmányok térképmellékletei. Ezek többnyire speciális feladatokhoz, értékelésekhez készültek, így egymástól igen eltérő információ-talommal rendelkeztek. Rendelkezésünkre állt néhány

hazai, illetve külföldi áttekintő térkép is, melyek már használhatóbb kiindulási alapot nyújtottak egy általános felfogású térképtípus kialakításához. Ezek közül kiemelném a Magyarország szennyeződés-érzékenységi térképét (KASSAI 1988), a hasonló elven készült, de jóval részletesebb DANREG-Program földtani kockázati térképváltozatát (PETRO 1998), vagy az igen használható megoldást kínáló, Franciaország vulnerabilitási állapotát bemutató áttekintő térképet (ALBINET 1970). Mivel a hazai és külföldi mintaanyagok nem mutattak kompatibilitást, célszerűnek látszott egy, az elsősorban hazai viszonyokra alkal-

mazható térképtípust kidolgozni. A kis méretarányú áttekintő-, valamint a célfeladatokhoz szerkesztett, részletesebb térképek elemzése után úgy tűnt, hogy az egységesítést a dominánsan mérnökgeológiai szempontú térképek kialakítása irányában kell kezdeni. Ezt a felfogást tükrözte a témában közölt cikkünk (BOHN, GYURICZA 1997), ami azonban ideális adatsűrűséget (terepi, talaj- és kőzetmechanikai, geokémiai adatsorok stb.) tételezett fel. Bár felfogását tekintve korrektnek tekinthető, nyilvánvaló volt, hogy nagyobb térségek esetében a követelményrendszer teljesíthetősége valószínűtlen.

Az elméleti módszertani elképzelések kialakításával párhuzamosan a terepi munkát is megkezdjük. Ennek tervezésekor, valamint a rendelkezésre álló adattári anyagok áttekintésekor nyilvánvalóvá vált, hogy az eredetileg kitűzött követelményektől erősen el kell térnünk. A módosításokat, az egyszerűsítést elsősorban a környezetvédelem, valamint a piaci igények irányába kellett végezni.

Modellterületül Borsod–Abaúj–Zemplén megye északi részét választottuk, amely az évek során folyamatosan bővült. Jelenleg a Tornanádaska–Ózd–Kazincbarcika térséget öleli fel, ez összesen 20 db 1:25 000-es szelvényt (kb. 1500 km²-t) jelent. (A program eredetileg tájtérképezés irányában indult, a tervezett terület az Aggtelek–Rudabányai-hegység volt, de az első év végén áttértünk a biztosabb határvonalakat jelentő, 1:25 000-es szelvények szerinti felvételre.) A terepbejárások jelenleg már az Ózdi-medence K-i részén és az Upponyi-hegységben folynak. A térség modellterületként való kezelését az indokolja, hogy mind közzetani, mind morfológiai szempontból igen változatos; mezozoos karsztos, valamint paleozoos metamorf kőzetekből felépített röghegységek, neogén, laza üledékes dombságok és negyedidőszaki folyóvölgyek együttese. Gazdaságföldtani szempontból is igen heterogén; fokozottan védett, valamint intenzív bányaművelés alá vont területek, és szennyező anyagokkal erősen terhelt iparvidékek mozaikja. A változatosság a népességföldrajzi állapotokra is érvényes: míg a déli rész népessége növekvőben van, addig a határmenti térség lakosságának száma általában csökken.

Terepi munka

Bár a térképszerkesztésez igen sok archív adat állt rendelkezésre, az egységes és aktuális formai és tartalmi követelmények megkívánták az információk bővítését és frissítését. Mivel korábbi példák, munkamódszerek nem álltak rendelkezésünkre, a terepi munkát igyekeztünk minél körültekintőbben elvégezni, természetesen az adott anyagi lehetőségeken belül. A helyszíni munka főbb irányai: a vizsgált terület geológiai, geomorfológiai és hidrológiai adatainak kiegészítése, valamint az aktuális, földtani környezetvédelmi szempontból fontosnak tartott gazdaság- és településföldrajzi adatbázis létrehozása.

Lakossági adatgyűjtés

A külső munkákat önkormányzati adatgyűjtéssel kezdtük. Az ehhez kidolgozott kérdőív — mely munkánk során szabvány-jellegűvé vált, — kitűnő segítséget nyújtott a későbbi térképi adaptációk kialakításához. Az önkormányzatokra vonatkozó mezőgazdasági (földművelés, állattartás, erdészet) és ipari (üzemek, bányatelephelyek), valamint az alapvető környezetvédelmi (hulladék- és szennyvízkezelés, várható beruházások) adatok mellett tartalmaz olyan általános információkat is (népességszám- és munkanélküliség alakulása), melyek lehetővé teszik a település gazdasági potenciáljának, környezetvédelmi lehetőségeinek becslését is. Az adatfelvételnél nyilvánvalóvá vált az is, hogy az önkormányzatok részéről lenne igény az olyan típusú térképekre, amelyek segítenek a beruházásokkal kapcsolatos döntéshozatalban. Ez a piac rendkívül szűk, mert leginkább azoknak a településeknek lenne rá szüksége, amelyeknek nincs keretük a kutatások, a térképezés finanszírozására. Ettől függetlenül a térkép kialakításánál fontos szempontként kezeltük a potenciális önkormányzati igényeket is. (Ekkor történt pl. a 1:25 000-es méretarány kiválasztása, amely használhatóbb az egyes települések számára; szemben az 1:50 000, vagy 1:100 000-es léptékkel, ugyanakkor még nem jelent olyan többletmunkát, amely a térképezés költségeit jelentősen emelné, mint pl. az 1:10 000-es méretaránynál.) A kérdőívek kitöltését konzultáció keretében végeztük, ez eredményesebb, mint a postai úton történő adatgyűjtés, és általában megkönnyítette a térképen ábrázolandó objektumok fellelését, azonosítását.

Környezetföldtani felvétel

A konkrét terepi munka négy fázist ölelt fel: a földtani térkép ellenőrzését, a természetes vízfolyások állapotvizsgálatát, részleges geomorfológiai felvételezést, valamint a környezetföldtani szempontból jelentős emberi létesítmények vizsgálatát.

A terepi munkának a térkép összeállítása szempontjából alapvető lépése a földtani térkép reambulációja volt. A modellterület több, egymástól független, időben és felfogásban eltérő térképezés területére terjed ki; Aggtelek–Rudabányai-hegység, Szendrői-hegység, Sajó- és Bódva-völgy, Ózd–Pétervásárai-dombság, Upponyi-hegység stb. Szükséges volt tehát az egyes területekre vonatkozó ismeretek frissítése, sok esetben kiegészítése. (Ez utóbbi kapcsán meg kell említeni, hogy olyan terület is akadt, melyen soha nem folyt földtani térképezés — egy csaknem teljes 1:10 000-es szelvény Martonyi közelében, — vagyis igazi „fehér folt” volt hazánk földtani térképén.) A felvétel eredményei az eredeti, már digitalizált földtani térképre kerülnek.

A következő terepi munkafázisok már közvetlenül a környezetföldtani térképi tartalom összeállítását szolgálták. A geomorfológiai bejárás során a domborzati térkép alapján közvetlenül nem értékelhető lineáris (kisebb

patak völgyek, vízmosások), és areális (talajkopások, suvadásveszélyes térségek stb.) formákat vizsgáltuk. A hidrológiai vizsgálat az 1:10 000-es térképen feltüntetett források ellenőrzését, egyes paraméterek helyszíni mérését és lehetőség szerint vízminták vételét ölelte föl. Ebben a munkaszakaszban végeztük el az összes olyan emberi létesítmény helyszíni ellenőrzését, amelyek mezőgazdasági (pl. istállók, gépállomások) vagy ipari (pl. üzemek, bányatelkek) tevékenységük miatt, vagy alapvető funkciójuk következtében (különböző státusú személtlerakók, szennyvízderítők) potenciális, vagy konkrét veszélyt jelentenek környezetükre. Az emberi létesítmények sorát kiegészítettük azokkal a műemlék-jellegű építményekkel, amelyek a települések külterületein helyezkednek el, és védelmükre tekintettel kell lenni egyes létesítmények tervezésénél.

A program során a geológiai felvételt Peregi Zsolt, a hidrológiai vizsgálatokat Szilágyi Ferenc, az antropogén létesítmények ellenőrzését Solt Péter végezte (BOHN et al. 1996).

A térképszerkesztés fázisai

A térkép számítógépes szerkesztése és a jelenlegi változat tartalmi kidolgozása mintegy négy évet vett igénybe. Az akkor elkészült, a mostanihoz képest kevés eltérést mutató változatot ekkor ismertettük (GYURICZA 2000). A munka leglényegesebb része a korábban kidolgozott szempontok és az adattári anyagok, valamint a terepbejárások után ténylegesen rendelkezésre álló adatok szerinti egyeztetés volt. Viszonylag hamar nyilvánvalóvá vált, hogy a korábban legrészletesebben megkutatott területeken sem áll rendelkezésre az az információ-tömeg, amely az elméletileg kidolgozott térkép-változat szerkesztését lehetővé tenné. Ennek következtében számos kompromisszumos megoldást kellett alkalmazni a térkép-változat megszerkesztésekor. Az adatfeldolgozás során a végső változat kialakítását öt, egymástól jól elkülöníthető fázisban végeztük. Ez öt, egymástól többé-kevésbé különböző, de egymásra alapozott térképet jelent, vagyis nem térképsorozatról van szó, hanem egy munkafolyamat részeredményeiről. Míg az első két lépéső, a földtani és a litológiai térkép elsősorban geológiai vonatkozású, addig a három következő változat már konkrét környezetföldtani tartalommal bír. Utóbbiak önmagukban is használhatók de eltérő részletességük miatt egymással nem egyenértékűek. Úgy vélem, valójában „környezetföldtani térképként” a végső változat; a „környezetállapot térkép” használható, de kisebb méretarány esetén (pl. 1:100 000-es lépték) és részletes terepbejárás hiányában esetleg a „vulnerabilitási térkép” is felfogható végterméknek.

Egyszerűsített fedett földtani térkép

A sorozat első térképének alapját a terület legfrissebb földtani felvétele és az aktuális munka során végzett ellenőrzés szolgáltatja. A feldolgozás során két műveltre

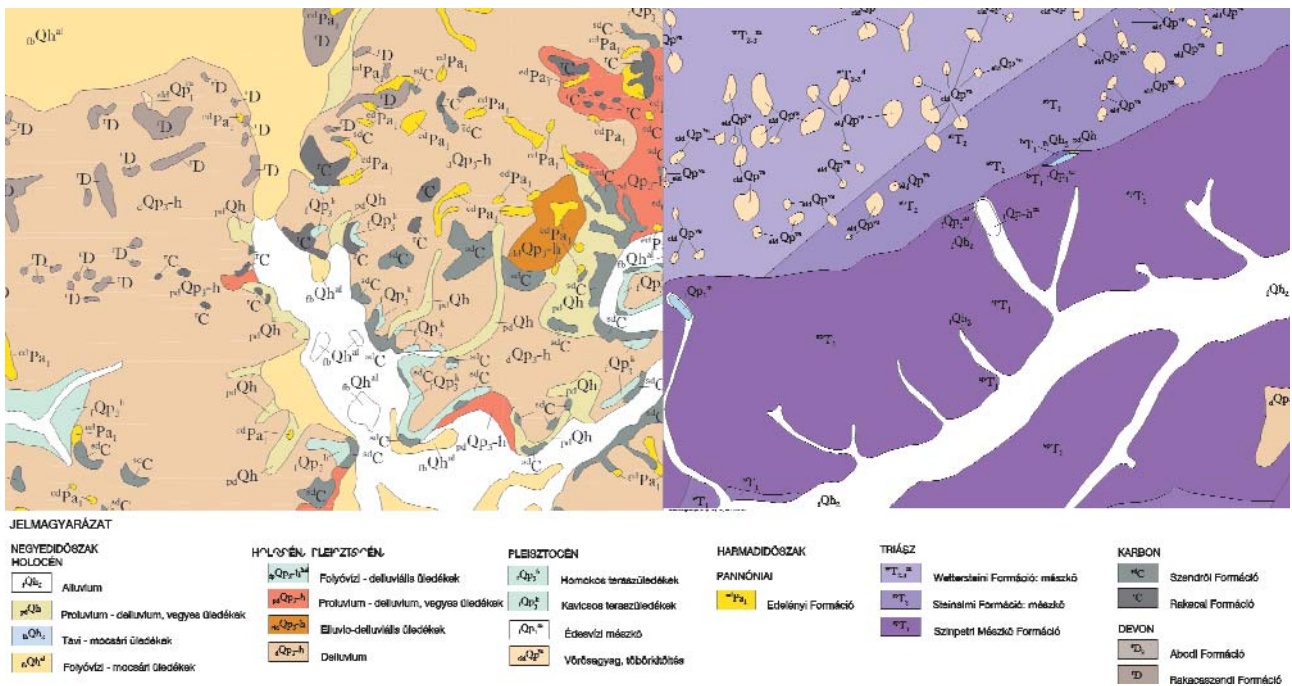
kellett koncentrálni: az egyszerűsítésre és az egységesítésre. Ennek következtében ez a térkép eltér a részletesebb, nyomtatásban megjelenő térkép-változattól. (A feldolgozás nem jár információvesztéssel, mert a kiindulási állapot a részletes fedett földtani térkép jelenti, amely, bár nem kerül a folyamatban kartografálásra, további feldolgozásokra is rendelkezésre áll.)

Az eredeti térképek az érintett területen csaknem 300, különböző korú és típusú kőzetet tüntetnek fel. Ahhoz, hogy ebből a végső változat egyértelműbben megszerkeszthető legyen, bizonyos egyszerűsítéseket hajtottunk végre. A kőzetformációk azon tagjait, melyek környezetföldtani szempontból nem különböztek egymástól számottevően, összevontuk. Pl.: Telekesvölgyi Formáció – fekete radiolariás agyagkő + Telekesoldali Formáció – Szalonnai Metariolit + Telekesoldali Formáció – fekete márga (stb.) = Telekesoldali Formáció. Ugyanígy jártunk el, amikor egyes formációk különböző típusait a különböző térképlapokon eltérő megközelítésben jelölték, pl.: Tokaji Formáció: andezit agglomerátum (^{tk}Mi-Pa^{agg}), Tokaji Formáció: andezit lávabreccsa, kürtőbreccsa, agglomerátum (^{tk}Mb-Pa^{abr}); stb., vagy: Edelényi Formáció: homok, kavics lignit zsinórokkal (^{ed}Pa^{h,k,c}), Edelényi Formáció: homok, kavics, agyag (^{ed}Pa^{h,k,a}) stb.

Tényleges összevonásokat nagyobb részben a negyedidőszaki képződményeknél kellett elvégezni. Itt a változatosságot elsősorban a különféle genetikájú laza üledékek eltérő szemcsedominciája adta, pl.: eluviális-deluviális eredetű vörös agyag (_{eld}Qp₃-hva), eluviális-deluviális eredetű kavicsos vörös agyag (_{eld}Qp₃-hk,va), eluviális-deluviális eredetű kavicsos agyag, kavicsos aleurit (_{eld}Qp₃-hk-a) stb. Számottevő egyszerűsítést itt úgy tudtunk elérni, hogy genetikai alapon végeztük az összevonást. Ez a megoldás a térképezési gyakorlatban sem idegen, l. pl.: deluvium–proluvium kevert üledékek.

Az egyszerűsített fedett földtani térkép a közel 300 képződmény helyett csak kb. 70 tételt tartalmaz (a paleozoikumtól napjainkig). Ez az információvesztés a környezetföldtani térkép számára még elviselhető mértékű. (Természetesen az eredeti, teljes jelkulcsú térkép kerül digitalizálásra, de a továbbiakban nem az eredeti, hanem az egyszerűsített változaton történik a kartografálást.)

Szintén problémát jelentett a különböző térségek eltérő felfogásban készített térképeinek össze-szerkesztése. A legszembetűnőbb különbség a fedettség kritériumának megítélése, amikor az egyik típusnál a viszonylag vékony felszíni málladék ábrázolásától eltekintenek. Ennek következtében szinte egész hegységeket ábrázolnak fedetlen formában. (Pl. Aggtelek–Rudabányai-hegység). Másutt ezzel szemben a vékony fedőüledékeket is figyelembe veszik, minnek következtében a terület igen változatossá, mozaik-szerűvé válik (Szendrői-hegység) (1. ábra). A fedőüledékeket utólagos, reális ábrázolása lehetetlen, így kénytelenek voltunk a részletesebb térképeket „egyszerűsíteni”, azonban ez nem oldja meg teljes mértékben



1. ábra. Különböző felfogásban készült fedett földtani térképek. A Szendrői-hegység térképén (bal oldal) a fiatal fedőüledékeket valóságos méretben ábrázolták, míg az Aggteleki-hegység térképén (jobb oldalon) ezeket a képződményeket — viszonylagos vékonyságukra hivatkozva — elhagyták

Figure 1. Drift geologic maps made according to different conceptions. On the map of the Szendrő Hill (left side), the young covering sediments are represented true to nature, while on the map of the Aggteleki Mts. (right side) these formations are omitted — a reference to their relative thinness

a problémát és tényleges adatvesztést, ill. pontatlanságot jelent.

Eltérések tapasztalhatók a tektonikai viszonyok ábrázolásánál. Míg a kompakt kőzetek esetében a főbb törésvonalak elhelyezkedése aligha vitatható, addig a laza üledékeknél sokszor csak feltételezésekre lehet hagyatkozni. Emiatt a tektonikai szerkezetet hol a völgyhálózattal hozták összefüggésbe, hol pedig elhagyták. Emiatt a térképek összeillesztésénél további aránytalanságok léptek fel. Esetünkben ez olyan mértékű volt, hogy egyelőre eltekinttünk a tektonikai információknak a környezetföldtani változatba történő adaptálásáról.

Litológiai térkép

A végcél egyfajta környezetföldtani kategóriarendszer kialakítása, tehát itt kedvező lenne a kőzetmechanikai tulajdonságok szerinti osztályozás. Elsősorban a kőzetek vízáteresztő képessége, kötöttsége lennének a megfelelő paraméterek.

A térség kompakt kőzeteinek mechanikai vizsgálata korábbi, mint a végleges formációbeosztás, így a vonatkozó adatok sajnos elégtelenek a szétválogatáshoz. Ez sajnos akkor is így lenne, ha valamennyi, jelenleg érvényben lévő formáció vizsgálatát elvégezték volna, ugyanis az eredmények részletessége nagyon eltérő.

Ennél is összetettebb probléma a laza üledékek környezetföldtani megítélése. Az idősebbeket formációkba

sorolták, a negyedidőszaki képződményeket viszont csak genetikailag különíthetők el. Akármilyen kategóriába is sorolták őket, igen ritka közöttük a homogén kőzettest. Némelyik gyakran több tíz méteres vastagságot is elér, s a rétegsorban különböző szemcse-összetételű, kötöttségű tagok váltakoznak. Ezek átteresztő képességét csak a fűrészi minták részletes elemzésével lehetne kiszámítani, de az eredményt nagyobb területekre (a rétegek elterjedésének esetlegessége miatt) kiterjeszteni nem szabad. Végeredményben hatékony, kőzetmechanikai alapokon történő osztályozás ennél az üledéktípusnál sem végezhető el.

Ennek következtében itt igen jelentős egyszerűsítést kellett elvégezni. A cél az volt, hogy a kialakított kőzetosztályok határozottan különbözzenek egymástól. Emiatt a legnyilvánvalóbb eltérésekig kellett visszameníteni, s végeredményben az általános kőzettani felosztás maradt, mint használható variáns. (Laza üledékeknél: agyag, kőzetliszt, homok, kavics, kötötteknél: márga, mészkő, dolomit stb.) Ezt néhány kategóriával kellett csak bővíteni (pl.: vegyes rétegzésű, laza üledékek, mészőveknél a karsztosodás foka stb.), így végül egy közel húsz kategóriából álló jelkulesot alakítottunk ki. Ez kétségtelenül a legvitathatóbb pont az értékelési folyamatban, azonban bizonyos, hogy precízebb felosztási lehetőség egyelőre nem áll rendelkezésre. Hála a számítógépes térképszerkesztés előnyeinek, megfelelő adatbővítés esetén viszonylag kis munkaráfordítással használhatóbb felosztás is készíthető.

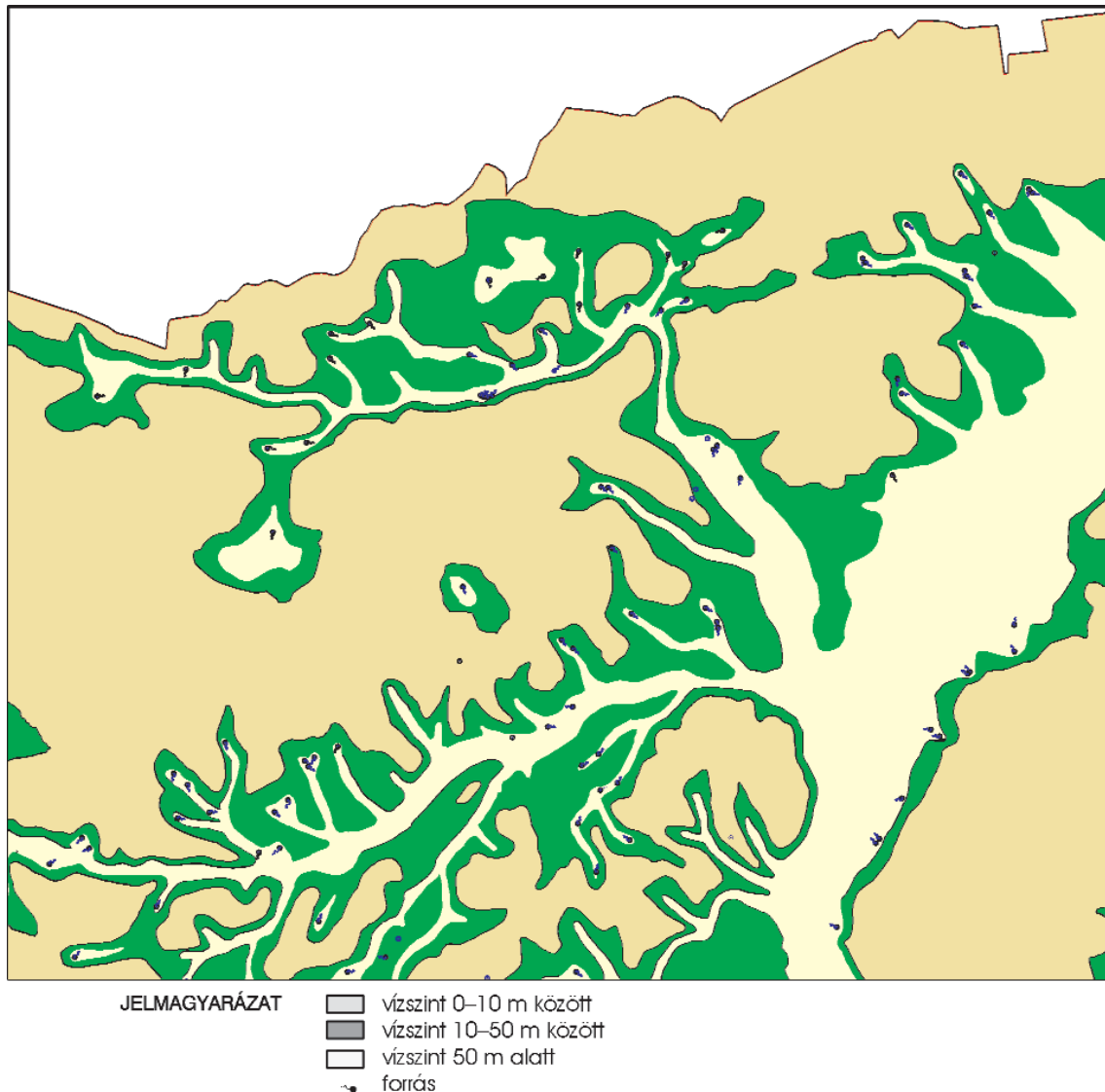
Szennyezés-érzékenységi térkép

A környezetföldtani szempontból fontos szennyeződések szállító közege a víz, tehát a következő fázisban a megfelelő hidrológiai–hidrogeológiai paraméterek feldolgozását kellett elvégezni.

A felszíni vizek — álló- és folyóvizek — közvetlen topográfiai környezete eleve egy nagy érzékenységgű zónát képvisel. Ezek lehatárolása részletes topográfiai térkép segítségével viszonylag egyszerűen megoldható. Nehezebb feladat a felszín alá szivárgó (karsztosodott terület esetén elfolyó) vizek szerepének megítélése. A felszín alatti vizek elhelyezkedése tehát ebben az esetben központi probléma, amit megfelelő adatsűrűség esetén pontosan ábrázolhatunk. Esetünkben azonban komoly adathiánnyal kell számolnunk. A hegységi régiókban a felszín alatti vizek elhelyezkedésére csak a karsztos üregekben helyenként mért nyugalmi vízszint a támpont, az ilyen adat azonban ritka. Még talán ennél is kevesebb információval

rendelkezünk a dombságokon. A települések közelében az utóbbi évtizedekben ugyan mélyítették vízkutató fúrásokat, de ezekkel a pannóniai sorozatban, vagy az alatta húzódó víznívók elérésére törekedtek és ráadásul általában a völgytalpak közelében telepítették őket. A legtöbb információ a települések ásott kútjaiból nyerhető, ezek többsége azonban alluviális térszínen található, vagyis olyan zónában, amely — mint később látható — más szempontok és módszerek miatt már minősített terület.

Kézenfekvő megoldásnak látszott tehát, hogy a csekély számú fúrás- és kútadat mellett a pontosnak tekinthető, felszíni vízhálózat és a domborzat alapján végezzük el a besorolásokat. Ebben a szakaszban egy olyan „hidrológiai” segédterképet szerkesztettünk, mely bizonyos mélységközök szerint, a felszíni vízfolyások figyelembe vételével tagolja a felszín alatti vizeket (pontosabban a felszín alatti első vízadó réteg — többnyire a talajvíz — elhelyezkedésére vonatkoztatva), vagyis a telítetlen zóna vastagságát adja meg (2. ábra). Ez meglehetősen vitatható,



2. ábra. A szennyezés-érzékenységi térképhez készített „hidrológiai” alap részlete
 Figure 2. Detail of the “hydrologic” base of the contamination sensitivity map

ám eléggé hatékony megoldás. Természetesen csak durva besorolást tesz lehetővé, de minden további nélkül kiterjeszhető az adathiányos területekre is. (Elsőre ránézésre a megközelítés igen pontatlannak tűnik, de később nyilvánvalóvá vált, hogy a módszer hibája nem a becsléses megoldás, hanem a túl kevés kategória.) Két frekvenciát szintet különítettünk el: a 10 és 50 m-est. Így tehát három kategória képződött: 0–10 m, 10–50 m és >50 m. (Megjegyzendő, hogy az ásott kutak vízszintjeinek adatai és a térképen lehatárolt zónák szerinti mélységek között nem volt számottevő eltérés.)

A megoldás gyenge pontja elsősorban az első, a < 10 m-es terület. Ennek alkalmazása azt eredményezi, hogy a nagyobb folyóvölgyek (mivel az allúvium bárhol lehet egységes; kevert rétegzésű, laza üledék) teljes kiterjedésükben egy kategóriába kerülnek. Ez hegyvidéki régióban nem jelentene komoly problémát, azonban gondolni kell az alföldi térségre is, ahol ilyen besorolás után hatalmas területek kapnák ugyanazt a minősítést. Ezt megelőzendő, kísérleteztünk a besorolás finomításával; az 5–10 m közötti várható vízmélységű térszínnek kijelölésével. Az eredmény kedvező volt: a nagyobb folyóvölgyeknél kirajzolódtak a teraszok, melyek valóságos környezetföldtani szempontból is fontos felszíntípusok. Ugyanakkor nyilvánvaló volt az is, hogy további finomítással ez a kategória nem tagolható, ugyanis ennél sűrűbb vízszintkijelölés a topográfiai térkép segítségével teljesen pontatlan lenne. Emellett felmerül a veszély, hogy az ábrázolt vízszintkülönbségek bizonyos sűrűségnél kisebbek lehetnek, mint az adott területre jellemző éves szintingadozás, ekkor a részletezés teljesen értelmetlenné válna.

A probléma megoldása érdekében készítettünk egy kísérleti jellegű térképet a Dráva völgyében (TÓTH 2002). A tapasztalatok szerint további részletezést elsősorban a kisebb morfológiai egységek (holtágak, teraszszintek stb.) lehatárolásával célszerű elvégezni. Ez a megoldási lehetőség előrevetíti azt az elvet, hogy a környezetföldtani megítélésnél a geológiai és a geomorfológiai tulajdonságokat együttesen kell figyelembe venni.

Az így megszerkesztett „hidrológiai” térképen a <10 m-re becsült talajvízszint határa és a földtani térkép határa gyakran nem esik egybe. A problémát úgy oldottuk meg, hogy a szennyezés-érzékenységi térképen a földtani határt igazítottuk a hidrológiai határhoz.

Ebben a fázisban a következő lépés a litológiai és a „hidrológiai” térképek egybeszerkesztése. A laza üledékeknel az allúvium kivételével egy-egy kategória két részre válhat: egyiknél közepes (10–50 m közötti), másiknál nagy (> 50 m) vízmélység tételezhető fel. (A dombsági, laza üledékes térszíneken erősen megkérdőjelezhető az átmenti vagyis a 10–50 m közötti vízmélység, a gyakorlat ennek pontosságát sok esetben nem támasztja alá. Feloldja azonban a problémát, hogy ez a terület-kategória általában lejtős térszínre esik, mely kommunikál az alluviális térszínekkel, így ha a felszín alatti hidrológia szerint nem is, morfológiai szempontból mindenképpen átmeneti típust képvisel.)

A kompakt kőzeteknél ez a fajta besorolás nem működik: gondoljunk pl. a karsztos területekre, ahol a víznyelőkön keresztül a csapadék bejutása a karsztvízbe sokkal inkább a járat, vagy a repedésrendszer fejlettségétől függ, mint a karsztvíz elhelyezkedésétől. Emiatt ezt a kategorizálást ilyen kőzettípusok esetében nem végeztük el. A becsült felszín alatti vízszinttől függetlenül ezek „nyitott hasadék- és résvízrendszer” besorolást kapnak, megőrizve az eredeti, litológiai határokat.

Összességében tehát a litológiai térképen olyan változtatás történt, mely a lehetőségekhez képest viszonylag jól szemlélteti az adott terület szennyezés-érzékenységi viszonyait a kőzettani és felszíni, felszín alatti vizek vonatkozásában.

Vulnerabilitási térkép

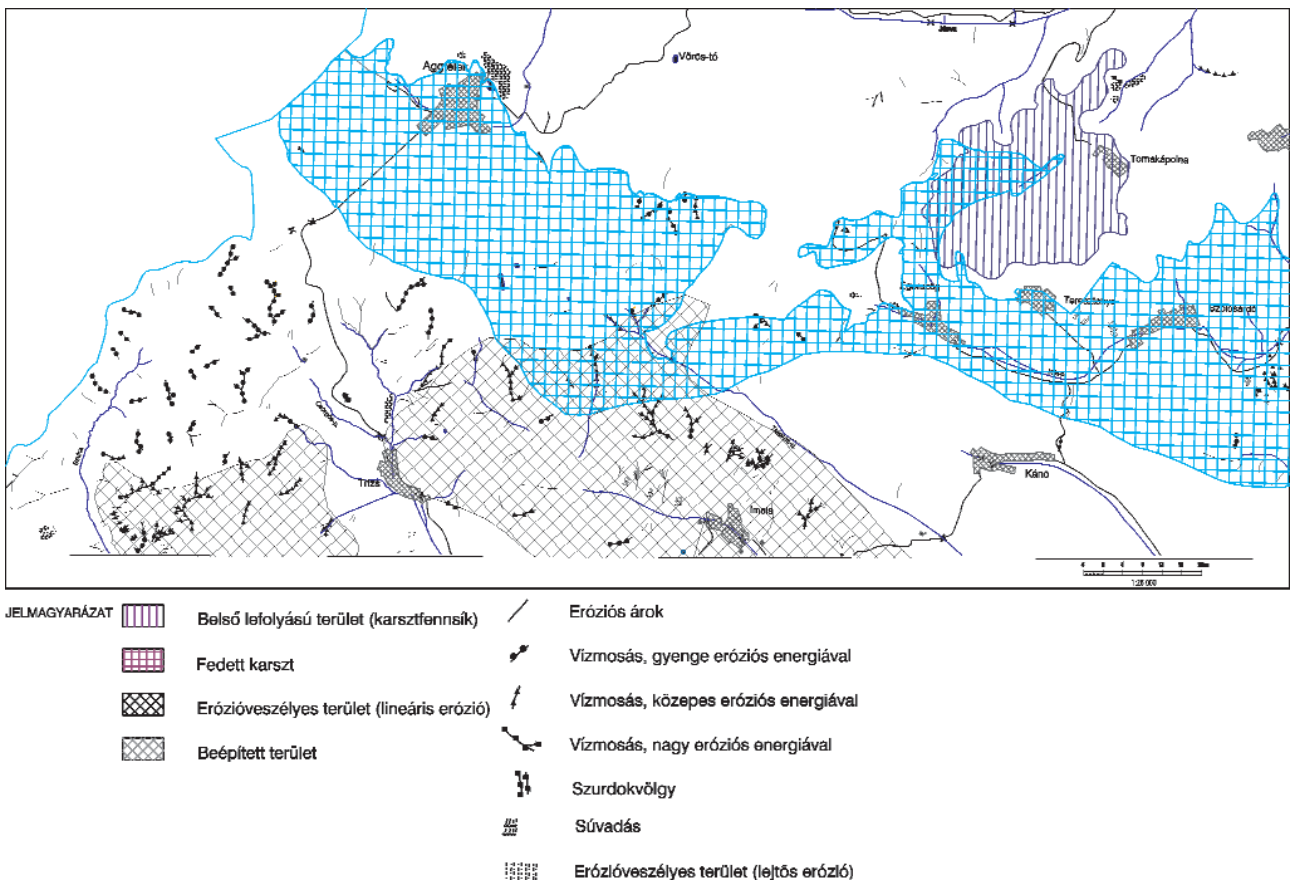
A szennyezés-érzékenységi térképből már az alapok változtatása nélkül, további információk feltüntetésével szerkeszthető meg a vulnerabilitási vagyis: „sebezhetőségi” térkép. Ez a típus tartalmazza azokat a geológiai–geomorfológiai, vagy hidrológiai folyamatokat, jelenségeket, melyeket figyelembe kell venni a térség környezetföldtani állapotának vizsgálatakor.

A terepbejárások során célirányos geomorfológiai megfigyelés is történt, mely elsősorban a térség eróziós viszonyaira vonatkozott. A leírt formák, jelenségek: a talajkopások, suvadások, eróziós barázdák, árkok és vízmosások. A nagy kiterjedésű (cca. > 1 ha) talajkopások és a gyepek, sűrűn árkolt domboldalok, mint erodált felszínek kerülnek a térképre, a suvadásokat önállóan ábrázoljuk.

A vízmosások bejárásánál a formákat négy csoportba soroljuk: szurdokvölgyek, valamint nagy, közepes és kis eróziós energiájú vízmosások. Utóbbi három esetben a minősítés a morfológia és a hordalékszállítási viszonyok alapján történik, vagyis a forma fejlődésének, változásának sebességére vonatkozik. Az osztályozásnál feltétlenül figyelembe kell venni a környező kőzet állékonyságát, kötöttségét. A szilárdabb, falban is megálló kőzetek (slír, homokkő) esetében a forma lehet erőteljesebben erodált, a vízmosásban az erózió mégis alacsonyabb szintű, hiszen a kőzet ellenállóbb. Ugyanígy nincs értelme komolyabb következtetést levonni a szurdokvölgyek kialakulásából sem, hiszen ezek a térségben kizárólag kompakt kőzetekben képződhetnek, s mint időtálló formák, nem bírnak környezetföldtani jelentőséggel.

Abban az esetben, ha egy tájegységben, vagy tájrészletben dominálnak a közepes és nagy eróziós energiájú folyamatokra utaló vízmosások, akkor ezt a területet (leginkább a vízgyűjtő határokhoz igazítva), mint „eróziósan aktív térszint” emeljük ki.

Önálló jelként jelennek meg a nagyobb lejtőszögű sziklás lejtők, kőfolyások. A 25°-os lejtőszöget meghaladó sziklafelszíneken általában másodlagos (többnyire igazoltan erdőirtást követő) kopárosodás jön létre. A sérült felszínen lezajló, elsősorban kifagyásos aprózódás következtében gyakoriak lehetnek a kőomlások.



3. ábra. Önállóan lehatárolható területek a vulnerabilitási térképen. (Kiegészítésként feltüntettem az erózióveszélyesség megállapításához felhasznált vízmosásrendszerrel is.) Ez a térképi tartalom nem önállóan jelenik meg

Figure 3. Areas which can be separately delineated on the vulnerability map (the water cut system used for determining erosion danger is also indicated, as a complement). This map content does not appear independently

A karsztosodó kőzetek egységesen, mint nyílt hasadékos és rés vízrendszerek jelennek meg, különféle karsztosodási jellemzőkkel bíró kőzettesteken. Morfológiai szempontból azonban el kell különíteni a karsztfennsíkokat a hegyoldali, vagyis meredekebb lejtésű térszínektől. Ennek az a jelentősége, hogy bár a töbrök belső részét sok esetben víz-záró kitöltés fedi, a karsztos kőzettest gyakori kibukkanásai miatt a felszínre kerülő csapadék mégis a karsztos kőzettestbe, vagyis a karsztvízbe kerül. Ugyanakkor a lejtős térszínekre jutó csapadék beszivárgási hányada lényegesen kisebb. A karsztos térszinek legérzékenyebb részét tehát a karsztfennsík képezik, melyek viszonylag könnyen lehatárolhatók és vulnerabilitási térképünkön mint karsztos, belső lefolyású terület kerülnek jelölésre. Ezzel párhuzamosan a lehatárolt területről töröljük a töbrök kitöltések litológiai feltételeit, mert ezeknek a továbbiakban már nincs környezetföldtani jelentőségük.

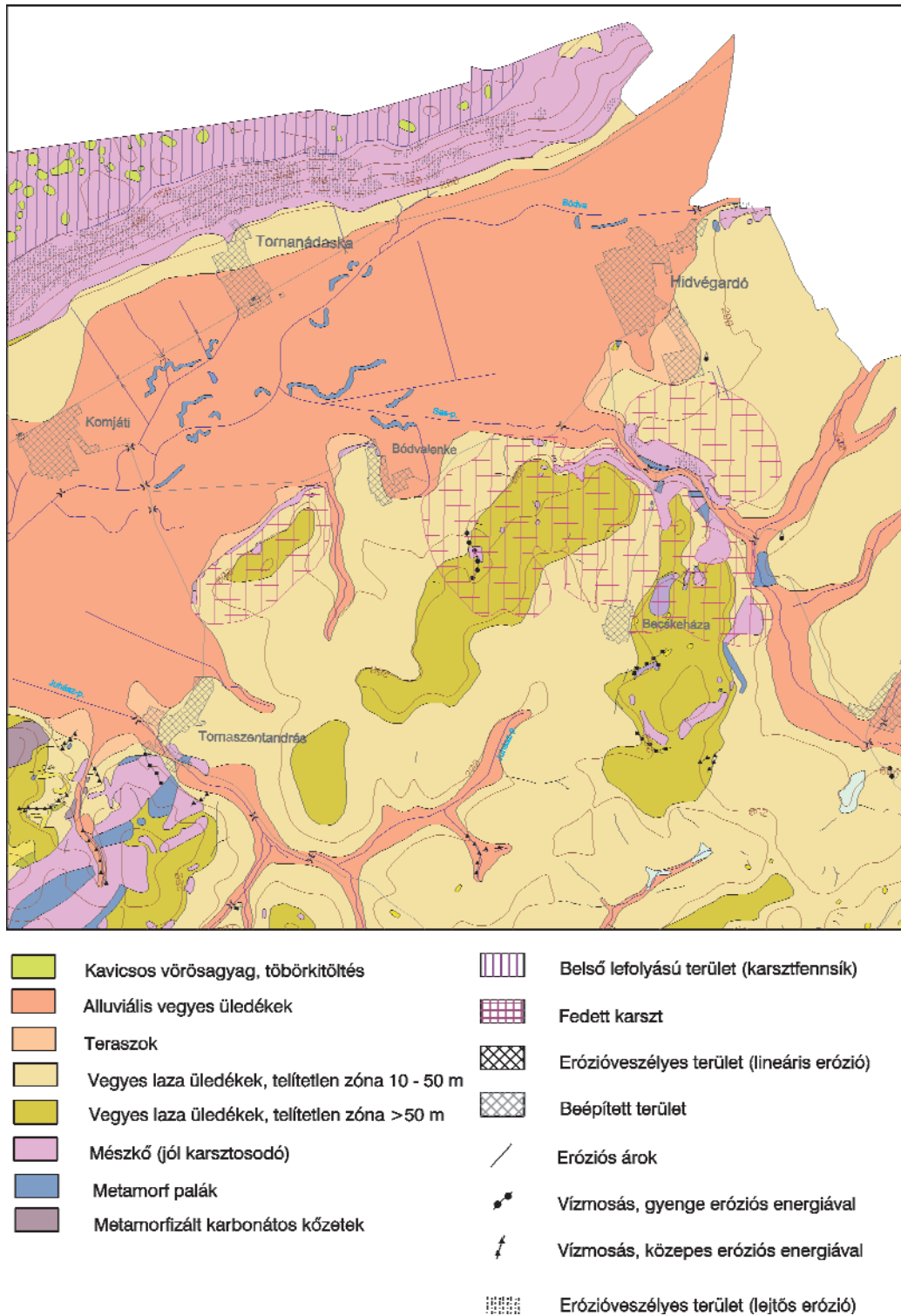
Ugyancsak karszttal kapcsolatos probléma a karsztosodó kőzettest és a nem karsztos térszín találkozási öve. Ebben a zónában a viszonylag kis mélységben alábukó és a térség vízellátási szempontjából fontos karsztosodó kőzettestet különféle vízáteresztő képességű, általában vegyes rétegű, laza szedimentek takarják. A „fedett karszt” fogalmára nincs határozott

paraméter arra vonatkozóan, milyen fedőüledék-vastagságig érdemes egy területet így besorolni. Végeredményben ez nem helytelen, hiszen alapvetően nem a fedőüledék vastagsága, hanem vízáteresztőképessége dönti el, milyen szintű a terület szennyezés-érzékenysége. Mivel az áteresztőképesség megadásához nem rendelkezünk adatokkal úgy véljük, a jelenlegi megkutatottsági szinten létjogosultsága van a szubjektív alapokon történő lehatárolásnak. (A 3. ábra a morfológiai alapon, önállóan elkülöníthető területeket ábrázolja kiemelten, míg a 4. ábrán a komplett vulnerabilitási térkép egy részlete látható.)

Környezetállapot térkép

A vulnerabilitási térkép már önmagában elfogadható, mint „környezetföldtani térkép”, de a rendelkezésre álló adatok felhasználásával továbbfejleszhető.

A részletes terepbejárás során felhalmozódó információk lehetővé teszik a további bővítést. A terepen észlelt objektumok ábrázolása egyrészt minőségileg más térképtípust; a környezetállapot térképet eredményezi, másrészt már a korábban említett, tervezett számítógépes — ebben az esetben térinformatikai — adatbázis kiépítésének irányába mutat.



4. ábra. A vulnerabilitási térkép részlete

Figure 4. Detail of the vulnerability map

Ezeket az objektumokat többféleképpen lehet csoportosítani (térképészeti, gazdasági, környezetvédelmi szempontok szerint). Az alábbiakban csak egyszerű áttekintést szeretnék adni ezek listájáról, a teljesség igénye nélkül. (A lista az újabb területek feldolgozásával folyamatosan bővül, vagyis térben és időben változó.)

Jelentős különbség a vulnerabilitási térképpel szemben, hogy az objektumok sokrétűsége, ill. a térképi jelölhetőség korlátozott volta miatt feltétlenül szükséges az egyes objektumokhoz leírást mellékelni. Ez azt jelenti, hogy ez a térképtípus csak magyarázóval kiegészítve használható. Ez a térképmagyarázó egyben továbbfej-

lesztési lehetőséget is biztosít a térképi adatbázis felé. A vetületen az objektumok meghatározott koordinátákkal jelennek meg, melyekhez a szöveges, táblázatos, vagy fotó-, illetve videó anyag is rendelhető.

Természetes objektumok

Források: A védendő természetes objektumok talán legfontosabb elemei. A modellterületen minden hidegvizes típus megtalálható; a részvizeket elsősorban a karszt-, a rétegvizeket a pannon térszínen megjelenő, míg a talajvizet főként a völgytalpak allúviumán fakadó források képviselik.

Legjelentősebbek ezek közül a karsztforrások, melyek közül számosat a térség egyes településeinek vízellátására foglaltak. Védettségüket törvény biztosítja. A rétegvízforrásoknál már meglehetősen kedvezőtlen a helyzet. Általában kis hozamuk miatt szerepük a vízellátásban — főleg azokon a településeken, ahol a vizet újabban fúrásokból biztosítják — fokozatosan háttérbe szorult. Ezek jelentős része akár az aszályos időszakok, akár emberi hanyagság következtében, a térségben megsemmisült. A talajvízforrásokat sok esetben nem lehet, vagy hozamuk miatt nem érdemes hasznosítani. Leginkább szennyezésközvetítő funkciójuk miatt kapnak környezetföldtani szerepet.

Barlangok: A természetvédelmi törvények értelmében minden természetes, felszín alatti üreg védelmet élvez. Részben emiatt, részben az imént említett, felszín alatti hidrológiai összefüggések miatt szükséges feltüntetni őket. Előnyösebb lenne a barlangtérképeket is felhasználni, az óriásbarlangok nyomvonala még az 1:25 000-es léptéknél számottevő, de sajnos ehhez az adatok nem minden esetben elégségesek.

Suvadások: A térségben az elsősorban pannóniai térszínen megjelenő, főképpen az erdőirtások miatt bekövetkező, de számos esetben az alábányászások okozta fellépő tömegmozgásos folyamatok térképi ábrázolása környezetföldtani szempontból kiemelten fontos.

Vízmosások: A vulnerabilitási változatban részben ezek alapján határoltuk le az élénkebb eróziós folyamatokkal bíró területeket. Ennél a változatnál a formák típusok szerint kerülnek térképre.

Vizenyős területek: Ezek a térszínnek ábrázolhatók a vulnerabilitási változatnál is. Az általában nedves, rendszeresen belvizes, mocsaras területek komplex, hidrogeológiai — morfológiai jelenségek.

Mesterséges objektumok

Természetvédelmi területek: A tervezési folyamatokban védelemmel bíró területek határainak, védettségi fokának ismerete elkerülhetetlen, ezért egy környezetállapot térképről sem hiányozhat.

Vízügyi létesítmények: Ezek általában zárt szivattyútelepek. Az egyes vízművek védterületéről csak szórványosan rendelkezünk adatokkal, ezeket térképen egyelőre nem tudjuk feltüntetni.

Bányatelkek: A bányatelkek sarokpont-koordinátái alapján rakjuk térképre a nyilvántartásban lévő bányatelkeket. A térkép gyakorlati alkalmazhatósága szempontjából elsőrendű fontossággal bír a művelés alatt álló, vagy arra kijelölt területek ábrázolása.

Mélyszinti fejtések: Elsősorban az alábányászott terület kiterjedése miatt szükséges térképen jelezni. Sajnos ezen információk — különösen az aktuális művelésre vonatkozó adatok esetén — főként üzleti, másodsorban környezetvédelmi okokból igen nehezen elérhetők, nem lehet teljességre törekedni.

Külszíni fejtések: Topográfiai térképen, vagy légi fotón is ellenőrizhető antropogén formák (a környezetvédelemben helytelenül „tájseb”-ként értékelik), de az aktuális állapot felméréséhez, különösen a felhagyott fejtések esetében, mindenképpen bejárás szükséges.

Felhagyott bányaudvarok, bányagödrök: Itt nem elsősorban a jelenlegi tevékenységgel kapcsolatos formákról van szó, hanem a történelmi bányászati emlékekről.

A frissen felhagyott külfejtések számos környezeti problémát jelenthetnek. Lehet esztétikai probléma, mely rontja az adott terület idegenforgalmi, turisztikai értékét és végeredményben hosszú távon bevételkiesést okoz. Közvetlen veszélyt jelent a felhagyott bányaudvar a szemétkihelyezés miatt. Legtöbbjében már rövid időn belül megjelenik a környékbeli település hulladéka, tisztán tartása már az önkormányzat kereteit terheli. Más esetben viszonylagos lehatároltsága miatt eleve kijelölik hulladéklerakásra, ez azonban környezetvédelmi szempontból nem minden esetben fogadható el.

Külön típust képvisel a kavicsbányászatból visszamaradó bányagödör, melyet az esetek többségében előnt a talajvíz. Ez a szennyezésekre roppant érzékeny, a tavaknál is veszélyesebb, nyitott vízfelszín jelent, mely esetenként nagyobb távolságra is kommunikál a felszín alatt. Védelmük igen fontos és nehéz feladat, hiszen újabban egyre gyakoribb a bányatavak környékének üdülőteleppé történő kialakítása. A legtöbb esetben ez a víztömeg közvetlen szennyeződését vonja maga után.































Más kategóriát jelentenek a történelmi bányahelyek. Sokszor ezek már alig ismerhetők fel. Elszennyeződésük igen ritka, inkább kultúrtörténeti szempontból érdemelnek figyelmet. Mivel terepbejárásaink során felderítésük nem igényel külön munkát, a jellemzőbbeket jelölni szoktuk.

Meddőhányók: Környezetvédelmi szempontból kiemelt fontosságú objektumok. Általában a szén- és ércbányászati meddők, valamint a pernyehányók érdemelnek figyelmet, veszélyes oldható-anyag tartalmuk miatt. Területünkön elsősorban szénbányászati meddők találhatóak, valamint néhány ártalmatlan kőbányászati meddő. Megjegyzendő, hogy kivételes esetben az egyébként semleges anyagú meddő előnytelen elhelyezésével is lehet környezeti kárt előidézni: (Pl.: visszaduzzasztás az alsótelekesi anhidrit-bányánál.)

Referencia fúrások: A későbbi, térinformatikai továbbfejlesztés szempontjából, de a közvetlen ellenőrizhetőség miatt is fontos, hogy a térképi információk



JELMAGYARÁZAT

	Tavi, mocsári, pangóvízi (ártéri) iszap, agyag		Út, vasút
	Kavicsos vörösagyag, töbrökítőltés		Barlang
	Alluviális vegyes üledékek		Forrás
	Teraszok		Bánya, rézsű
	Vegyes laza üledékek, telítetlen zóna 10 - 50 m		Eróziós árok
	Vegyes laza üledékek, telítetlen zóna >50 m		Vízmosás, gyenge eróziós energiával
	Mészke (jól karsztosodó)		Vízmosás, közepes eróziós energiával
	Mészke (közepesen karsztosodó)		Szemétkiszórás
	Mészke (rosszul karsztosodó)		Vizenyős térség
	Metamorf palák		Műemlék
	Metamorfizált karbonátos kőzetek		Referencia fúrás
	Belső lefolyású terület (karsztfennsík)		Nyilvántartott földtani feltárás
	Fedett karszt		Bányavárat
	Erózióveszélyes terület (lineáris erózió)		Bányatelek
	Beépített terület		Mezőgazdasági telephely

5. ábra. A környezetállapot térkép részlete
 Figure 5. Detail of the environment state map

minél hatékonyabban kiegészíthetők legyenek. Ennek érdekében az adott szűkebb területen mélyült fúrásokat rétegsorok alapján rangsoroljuk és a legfontosabbnak tartottakat feltüntetjük a környezetállapot térképen.

Hulladéklerakók: A környezetvédelemben számos változatokat tartják nyilván, a térképezésnél azonban valamennyit egységesen jelöltük. Véleményünk szerint a lerakó részletes leírása nélkül — amit a térképmagyarázóban közlünk — a különféle jelöléseknek csak statisztikai értékük van. Három alapvető típus jelenhet meg (kommunális, ipari-mezőgazdasági, veszélyes). Ezek között tüntetjük fel a környezetvédelmi szempontból illegálisnak minősíthető, vagy minősített hulladéklerakókat is.

Szemétszórások: A hivatalosan kezelt hulladéklerakóktól megkülönböztetjük a szemétkiszórásokat. Ezeknél a hulladék mennyisége nagyon változó, a néhány kézikocsinyitól a több száz m² lefedésére elegendőig terjedhet. Anyaga általában háztartási szemét, melyhez esetenként építkezésekből származó silt, vagy mezőgazdasági hulladék vegyül.

A jelölés alkalmazása első közelítésben esetlegesnek tűnik, hiszen ezeket a kiszórásokat a hatóságok viszonylag rövid időn belül igyekeznek felszámolni. Ugyanakkor a tapasztalatok szerint túlnyomó többségük „újratemlődik”, vagyis ezek olyan terepszakaszok, ahol a közlekedés, vagy emberi tevékenység során ez az esemény mintegy törvényszerűen ismétlődik.

Szennyvízderítők: A hulladéklerakókhoz hasonlóan a szennyvízderítőket is feltüntetjük térképünkön. Hasonló jelzéssel látjuk el zagytározókat is, melyek Kazincbarcika környékén jelennek meg.

Döggutak: Az egészségügyi előírásoknak megfelelően egyre több település szünteti meg ilyen létesítményét és szállítja az állati tetemeket a körzeti fehérje feldolgozóba. Véleményünk szerint számottevő környezeti hatásuk nincs, csak az uniós szabványokhoz igazodva jelezzük.

Benzinkutak, üzemanyag tárolók: A létesítmények környékén a legtöbb esetben észlelhető több-kevesebb szénhidrogén-szennyezés. Ez elsősorban a talajvízben jelenhet meg. A kockázat szintje a tároló méreteitől, a kút forgalmától, valamint a berendezést állapotától függ. Míg a benzinkutak felszereléseit általában ellenőrzik, nem mondható ez el a gépállomások, mezőgazdasági telephelyek, vagy akár a katonai létesítmények saját tározóiról. Ezek jelenlétét ezért a létesítményeken belül külön is jelezzük.

Ipari létesítmények: Az ipari tevékenység jellegétől függetlenül, a telket jelöljük a térképen. Abban az esetben, ha a tevékenység potenciális környeztkárosítást jelenthet, igyekszünk ennek mibenlétét a térképmagyarázóban ismertetni. Kisebb települések esetében akkor is jelöljük, ha a belterületen helyezkedik el.

Mezőgazdasági telephelyek: Az ipari telephelyekhez hasonlóan, eltérő jelöléssel térképre kerülnek a különféle mezőgazdasági telephelyek is. Jellegüket a magyarázóban ismertetjük, azért ezek jelölése is egységes. Általában a

települések szélén, de leginkább külterületeken helyezkednek el.

Vasútvonalak, közutak: Az épített és természeti környezet együttes elemzéséhez véleményünk szerint feltétlenül szükséges a szállítási útvonalak térképi ábrázolása is. Ezen belül a közutak közül csak a szilárd burkolattal rendelkező típusokat (vagyis a nagyobb forgalmúakat) tartottuk lényegesnek.

Nyilvántartott földtani feltárások: A földtani feltárások sok esetben rendkívül fontos szakmai információt tartalmaznak. Fenntartásuk feltétlenül szükséges, úgy véljük, éppen ez a térképsorozat az, melyben kiemelten kell megjeleníteni.

Műemlékek, régészeti objektumok: Ennél a kategóriánál értelemszerűen nem a belterületeken lévő, nyilvántartott, védett műemlékek térképen való feltüntetéséről van szó, bár a kisebb települések esetében ettől sem szoktunk elzárkózni, hiszen nem jelent számottevő többletmunkát. Elsősorban a külterületeken fekvő, főként régészeti fontossággal bíró objektumokat igyekszünk hiány nélkül ábrázolni, mivel ezek — sokszor felismerhetetlenségük miatt — könnyen áldozataivá válhatnak különféle beruházásokkal együtt járó földmunkáknak.

Beépített területek: Gyakorlatilag a települések belterületét jelentik. Környezetterhelési szintjük, annak típusa igen változatos, eseti és részletes vizsgálatot igényel. Ezekben a terepszakaszokon az emberi tevékenységből származó környezeti kölcsönhatások már annyira komplexekké válnak, hogy a fentiekben ismertetett terepi megközelítés, vagy térképi adaptáció alkalmatlan a reális ábrázoláshoz. (Pl.: az ábrázolás legalább 1:10 000-es léptéket igényel.) Ezt a tereptípust ezért kizártuk vizsgálati körünkől. Bár a kisebb, ipari, vagy mezőgazdasági létesítményeknek híján lévő falvaknál esetleg a mi terepbejárásai módszereinkkel is el lehetne végezni az értékelést, úgy véltük, helyesebb a teljes problémakört a településföldtan problémakörébe sorolni. Ennélfogva a beépített terület jelölése — a település méretétől, jellegétől függetlenül — egységes.

Míg a korábbi változatok már a jelkulcs segítségével is jól használhatók, ennél a típusnál az objektumok feltüntetése további követelményeket von maga után. Egyik lehetséges megoldás: olyan differenciált jelkulcskészlet előállítása, melynek segítségével az objektumok önállóan értelmezhetők. Másik lehetőség: az objektumok leírását tartalmazó térképmagyarázó összeállítása. Ez utóbbi láttszik célravezetőnek, hiszen ha a térképet számítógépi adatbázissá szándékozunk továbbfejleszteni, akkor a magyarázó információi közvetlenül a digitális térképváltozatra kerülhetnek. (Az 5. ábra a környezetállapot-térkép egy részletét mutatja be.)

Bár a környezetállapot térkép sok szempontból eléggé részletes, nem használható közvetlenül létesítmények telepítésénél. A minősítések többnyire általánosítva, vagy becsléssel készülnek, tehát a hatástanulmányok elkészítéséhez továbbra is el kell végezni a gyakorlatban már bevált, szabványos vizsgálatokat.

Összefoglalás

A környezetföldtani térképezési munkák során, a korábbi térképváltozatok, az önkormányzati igények és a rendelkezésre álló adattári anyag, valamint az elvégezhető terepi munka figyelembevételével elkészítettünk egy korszerű, a szakmai és felhasználói igényeknek megfelelő térképtípust. A végső fázis két, különböző célra használható térképfajtát eredményez; egy áttekinthető térképként teljes

értékűnek tekinthető vulnerabilitási térképet; ez adhatja az alapját egy 1:100 000-es sorozatnak, valamint egy részletesebb, magyarázóval ellátott környezetállapot térképet, mely 1:25 000-es léptékben hasznosítható a legjobb hatásokkal. A térképek a litológiai, hidrológiai és geomorfológiai elemeket környezetföldtani jelentőségük szerint minősítve mutatják be, így megfelelő segédeszközként kezelhetők a különféle szintű — regionális, vagy az egyes településeket érintő — döntéshozatalban.

Irodalom — References

- ALBINET, M. 1970: Carte de Vulnérabilité á la Pollution des Nappes d'Eau Souterraine de la France, M = 1:1 000 000. Paris, BRGM.
- BOHN P., GYURICZA GY., PEREGI ZS., SOLT P. és SZILÁGYI F. 1996: Borsod-Abaúj-Zemplén megye északi részének környezetföldtani térképezése. — *Kézirat*, OFG Adattár
- BOHN P. és GYURICZA GY. 1997: A részletes (1:25 000-es) méretarányú környezetföldtani térképezés tartalmi követelmény-rendszere — *Földtani Kutatás* 34 (2), pp 20–22.
- BOHN, P. és GYURICZA, GY. 1999: Establishment of the ENVIROGEOLOGICAL computerised data base on environmental Geology in the Geological Institute of Hungary. — *A Magyar*
- Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1991–92-es évről II.* pp. 139–144.
- GYURICZA GY. 2000: Környezetföldtani térképek. — *Geomatika* 2000. április, pp. 12–15.
- KASSAI M. szerk. 1988: Magyarország szennyeződés-érzékenységi térképe, M=1:500 000. — In: Magyarország földtani atlasza, 16.2.1). Budapest, MÁFI
- PETRO, L. szerk. 1998: Danube Region Vienna–Bratislava–Budapest; Map of the Environmental Geohazards, M=1:100 000. Budapest, MÁFI.
- TÓTH B. 2002: A Dráva-völgy környezetföldtani térképezése. — *Kézirat*, Szakdolgozat, Pécsi Tudományegyetem, Természet-tudományi Kar, Általános Természetföldrajzi Tanszék.

A kápolnapusztai késő-neogén–negyedidőszaki(?) pull-apart süllyedék rekonstruálása komplex eredetű lepusztulási felszínek alapján

Reconstruction of the late Neogene–Quaternary(?) Kápolnapusztai Pull-apart Depression using denudation surfaces of complex origin

FODOR LÁSZLÓ, CSILLAG GÁBOR, PEREGI ZSOLT

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

T á r g y s z a v a k : töréses deformáció, eltolódás, morfolitekonika, felszínfejlődés, neogén, Pannon-medence, Magyarország

Key words: brittle deformation, strike-slip faults, morphotectonics, landform evolution, Neogene, Pannonian Basin, Hungary

Összefoglalás

A Vértesben folyó térképező munka során szerkezetföldtani vizsgálatokat végeztünk a hegység közepén, Kápolnapusztai és Gánt szomszédságában. A térképezés és a szerkezeti mérések szerint a kápolnapusztai-süllyedék jobbos eltolódáshoz kapcsolódó széthúzásos pull-apart medence. A térképezés három elvetett markert is kimutatott, amelyekkel az elvetés mértéke megbecsülhető. Ezek szerint az északi, ÉNy–DK-i csapású eltolódásos peremvető jobbos elvetése 150–170 méter lehetett, majd csapás mentén lecsökkent 60–100 méterre. Ez az elmozdulás kombinálódott a triász medencealjzat mintegy 130–150 méter nagyságú függőleges besüllyedésével. A pull-apart medence összetett: belső, É–D-i csapású keskeny árokból és kelet felé csatlakozó, ÉNy–DK-i irányú, kevésbé elvetett, kibillentett medencerészekből áll. A déli jobbos peremvető kapcsolódik a Gánti-medence délnyugati peremvető-rendszeréhez, amelyvel egy fázisban keletkezett. A deformáció a miocén legvégén és/vagy a pliocénben ment végbe és nem kizárt, hogy a negyedidőszakban is folytatódott. A peremvetők elvetésének dőlésmenti nagyságát a medence két oldalán felismerhető, délkelet felé dőlő lepusztulási felszín alapján lehetett megállapítani. E felszín a kréta–kora-eocén tönkösödés során keletkezett, majd az oligocén–középső-miocén során akár többször is exhumálódhatott, és kismértékben alacsonyodhatott. A pliocén alatt és a negyedidőszakban csak billentést és völgybevághódást szenvedett.

Abstract

In the course of detailed geological mapping of the Vértes Hills, central Hungary we carried out structural geological and geomorphological analyses (Figure 1). Our results strongly suggest that the Kápolnapusztai Depression is related to normal-dextral boundary faults of NW-SE strike. The fault pattern is characterised by anastomosing branches striking between WNW–ESE and N–S (Figure 2). Mapping demonstrated 3 main markers, which permitted the determination of the along-strike and dip-slip component of the displacement. Oppositely dipping Triassic-Eocene boundary surfaces are disrupted by 150–170 m at the north-western part of the dextral boundary fault (Figure 2). Displacement decreases south-eastward, where a narrow belt of steeply dipping Triassic beds show 60–100 m separation (Figure 7). The faults disrupted a formerly unique denudation surface, which has a complex origin. The surface was formed during Cretaceous–early Eocene subtropical peneplanation, then covered by Eocene bauxite, bauxitic breccia, brackish to shallow marine sediments (Figure 3). These rocks were mostly but not completely denuded before the late Miocene ('Pannonian'). This pre-Pannonian surface represents a good marker for vertical displacement although it was slightly modified during the late Pliocene–Quaternary, when lacustrine to terrestrial late Miocene to early Pliocene(?) sediments were mostly removed. The vertical displacement is 130–150 m, which suggests oblique normal-dextral slip on boundary faults. The measured joints, fractures zones and few slickensides are in agreement with this kinematics, and suggest E–W tension (Figure 6). The internal structure of the depression is complex and is marked by a central graben, internal ridges and small troughs (Figure 4). Altogether, the Kápolnapusztai Depression represents a pull-apart basin, which is more complex than the simple model (Figure 8). The deformation might have started in the late Miocene, amplified during the Pliocene and probably continued to the Quaternary. The style and timing of the deformation is similar to other examples in the Vértes Hills and have neotectonic significance.

Bevezetés

A Magyar Állami Földtani Intézet Vértes hegységi térképezési munkálatai során került sor a Gánthoz tartozó Kápolnapusztai környékének 1:10 000-es méretarányú földtani térképezésére a Vértes hegység közepén (1. ábra). A térképezéshez részletes szerkezeti mérésorozat és elemzés kapcsolódott. Ennek során sikerült a Kápolnapusztai környéken húzódó kis süllyedék szerkezeti jellegét kimutatnunk, amely több érdekességet is magában foglal. Egyrészt, a hazai átlagos lehetőségekkel szemben becsülhető egy medence peremvetőjének oldalirányú és dőlésmenti elvetési összetevője is. Másrészt igazolható a deformáció késő-miocén vagy még fiatalabb kora. Hasonló fiatal deformáció jelentős szerepet játszott a Vértes más részeinek szerkezetfejlődésében is. A süllyedék további érdekessége, hogy egy egységes lepusztulási felszínt darabol fel. A felszínen megmaradt üledékroncsokból annak története nagy vonalakban összeállítható. Ugyanakkor, ez a felszín a deformáció szempontjából referencia-síknak tekinthető, mivel a deformáció után már alig változott.

A Gánttól nyugatra elhelyezkedő Kápolnapusztai környéken az alaphegységre települő — a leírásokban felső-pannóniaiba sorolt — rétegsort az 1979-es bauxitkutató fúrások tárták fel (SZÓTS, KNAUER 1979). A most folyó térképezés néhány felszíni feltárást mutatott ki, valamint

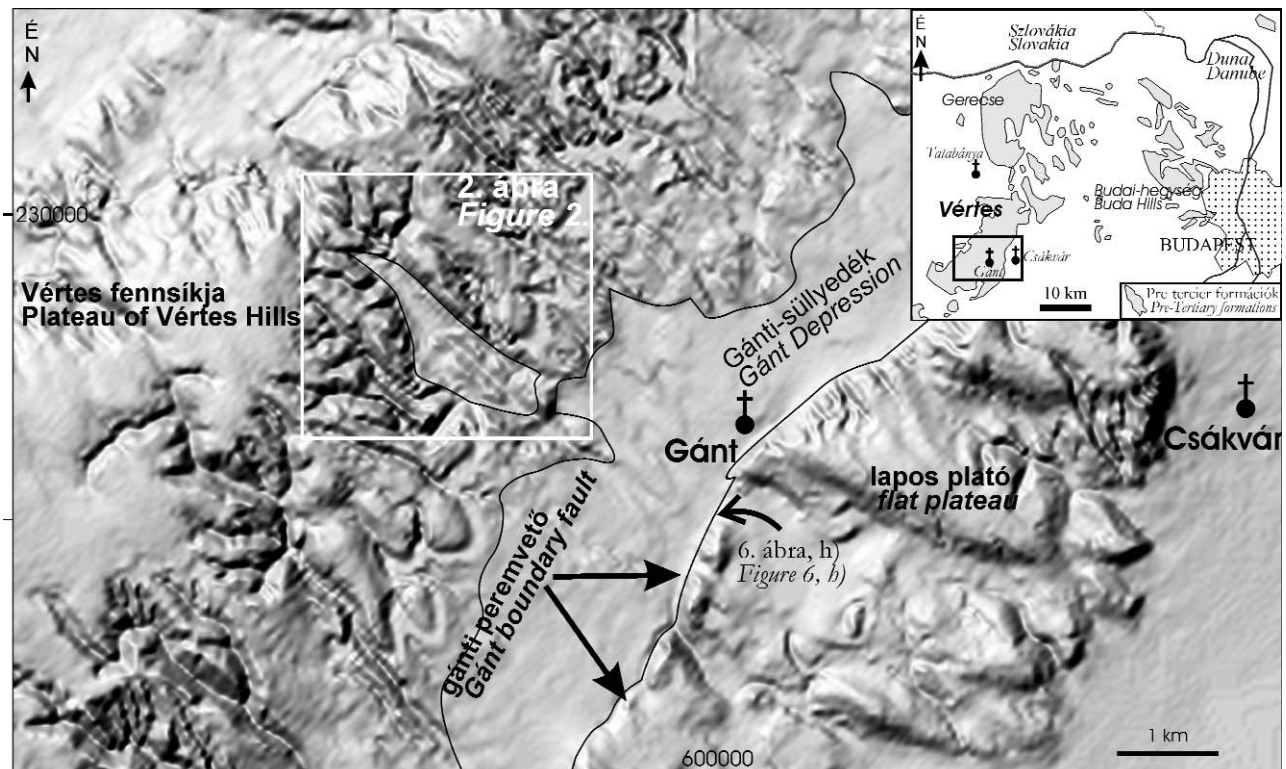
számos cocén kibukkanást is rögzített. A pannóniai előfordulások TAEGER (1909) és SZENTES, BÖJTÖSNÉ-VARRÓK (1965) térképein még nem szerepelnek. A földtani felvétel, geomorfológiai megfigyelések és a kapcsolódó szerkezeti mérések révén megállapítottuk a kis mélyedés szerkezeti viszonyait, melyet jelen tanulmányban adunk közre.

Földtani környezet

Prepannóniai képződmények

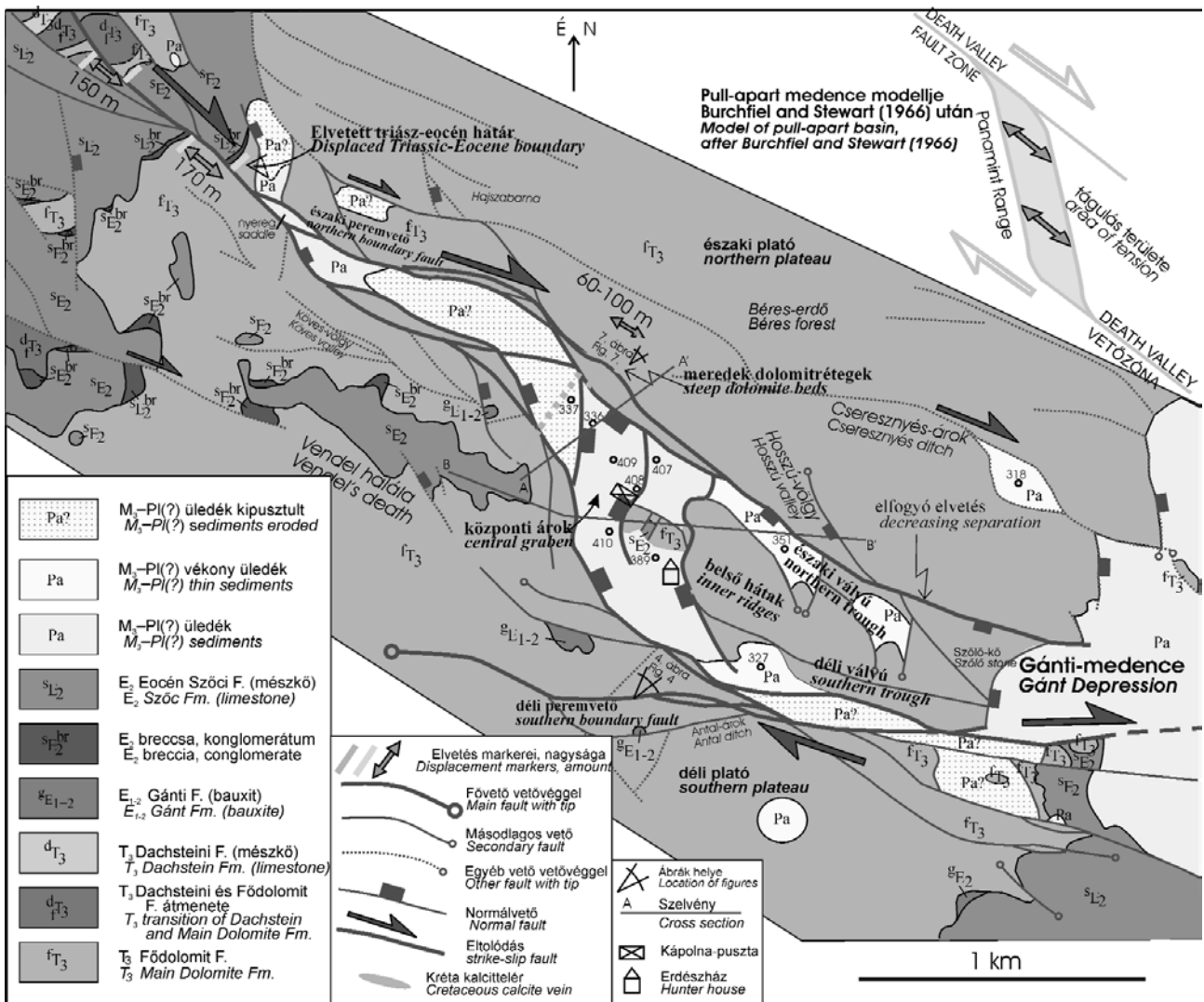
A Kápolnapusztai-süllyedék tágabb környékének alaphegységi rétegei a felső-triász Földolomit Formációba sorolhatók. A pados-vastagréteges vagy masszív dolomitban helyenként algagyeppek is felismerhetők. A terület északnyugati csücskében megjelenik a Dachsteini Mészkö Formáció és annak a Földolomit felé való átmeneti tagozata (Fenyőfői Tagozat) (2. ábra).

A vizsgált területen és közvetlen környékén a mezozoikumra egykor egységesen középső-cocén képződmények települtek, melyeknek ma már csak néhány eróziós roncsként megmaradt feltárása ismert. Gánt környékén bauxit (Gánti F.), majd csökkentsósvízi-sekélytengeri fedőrétegek jelennek meg. A Gánti Formációhoz sorolhatók azok a kisméretű, bauxit, bauxitos



1. ábra. A Vértes digitális domborzati modellje (HM Térképészeti Kht., DDM-10 alapján). A hegység magasabb része egy lapos lepusztulási felszínnek felel meg, amely enyhén délkeletre dől. A Gánti-süllyedék keleti peremvetője ezt a felszínt elveti. A keret a 2. ábra helyét jelöli. A jobb felső térkép a Vértes helyzetét mutatja. A térkép peremi jelek az EOY koordinátákat jelzik

Figure 1. Digital elevation model of the Vértes Hills (on the base of DDM-10, HM Térképészeti Kht., Budapest). The highest parts of the hills represent a flat denudation surface, which is dipping gently to the SE. The boundary fault of the Gánt Depression displaces the surface. Square shows the location of Figure 2. Inset shows location of the Vértes Hills. Ticks on map boundary correspond to Hungarian grid EOY



2. ábra. A Kápolnapusztai-süllyedék környékének földtani térképe, PEREGI Zs., FODOR L. és CSILLAG G. térképezése alapján, a negyedidőszaki képződmények elhagyásával. Összehasonlításként feltüntetjük BURCHFIELD, STEWART (1966) pull-apart medence modelljét, amelyre a süllyedék nagymértékben hasonlít. A törései elemek közül a medencétől távolabbiak eltérően vannak jelölve („egyéb vető”), némelyikük pannóniaiánál sokkal idősebb is lehet. Némelyik medencerészből a pannóniai–pliocén(?) üledék már kipusztult, de egykor megvolt. A fúrásoknak csak számait tüntettük fel, jelük mindenütt Gp (lásd 5. ábra). A szelvények az 5. ábrán láthatók

Figure 2. Geological map of the surroundings of the Kápolnapusztai Depression, after the mapping of Zs. PEREGI, L. FODOR and G. CSILLAG, without Quaternary formations. In the right upper corner the simple model of pull-apart basins is presented after Burchfield, Stewart (1966) to emphasize its similarity to the study area. The faults farther from the depression have different sign (“other fault”); some of them could be older than late Miocene (Pannonian). Pannonian–Pliocene(?) sediments were eroded from some parts of the depressions, these areas are also indicated. Only numbers of boreholes are indicated, their signs are always Gp (see Figure 5). Sections are shown on Figure 5

agyag, bauxit kötésű konglobreccsa előfordulások, melyeket Kápolnapusztától nyugatra, délnyugatra tárt fel a térképezés (2. ábra). A terület északnyugati részén a mezozoos karbonátokra a közvetlen aljzat anyagából származó breccsa vagy konglomerátum települ vékonyan, gyakran lencsésen kiékelődve. A karbonátklasztkok és néhány helyen a kalcitklasztkok fúrókagylók tevékenységének nyomát viselik. Idősebb képződmények hiányában, pl. Kápolnapusztai mellett a Szóci Mészke Formáció adja a megmaradt alsó (és helyileg legidősebb) eocén képződményt. A Szóci Formáció nagyobb, összefüggő foltjai Kápolnapusztától ÉNy-ra, a Vendel halála platón, illetve attól még északabb-ra, a legmagasabb helyzetű platón és a Vértes északnyugati

lejtőjén jelennek meg (2. ábra). A mészke felőrlött bioklasztkból áll és változó mennyiségben tartalmaz nagyforaminiferát. A helyről helyre változó karbonátos rétegsorok kissé eltérő üledékképződési környezetben, enyhén tagolt paleomorfológiájú tengerfenéken keletkeztek (PÁLFALVY 2003).

A pannóniai sorozat fekéje töredezett triász dolomit. Néhány fúrásban bauxitos agyag, vörösgyag települ a triászra, amit a fúrások értékelői krétának tartottak (pl. Gp–351, –389). mai értelemben ezek a rétegek esetleg a Gánti Formációba sorolhatók ugyan, de valószínűbb, hogy vagy annak áthalmazott anyagáról, vagy miocén málladékról, a Vöröstói Formációhoz hasonlítható képződményről van szó.

Késő-miocén–pliocén(?) rétegek

A Kápolnapusztai-süllyedék pannóniai képződményei néhány kis kibúvástól eltekintve csak archív fúrásleírásokból ismertek. A rétegsorok újraértelmezése a jelenlegi térképezési program keretében folyik. Az eddigi eredmények alapján a vizsgált területen két kifejlődés különböztethető meg, amelyek elhatárolása igen bizonytalan.

Az alsó, szenes agyag, lignitrétegeket is tartalmazó homok, finom homok, aleurit összetételű a Tihanyi Formációba sorolható: *Gp-335*, 5–21,7 m; *-336*, 6–38,5 m; *-407*, 3,0–14 m; *-408*, 1–16,0 m; *-409*, 0,3–41,4 m; *-410*, 1,3?–23,0 m. Feltárt maximális vastagsága 41 m. A leírások szenesedett növénymaradványokat, csökkentsósvízi molluszkákat és *Planorbis* sp.-t említenek.

A medencében mélyült többi fúrás anyaga uralkodóan az idősebb pannóniai képződmények áthalmozódása során rakódott le. Ezeket a rétegeket a — Vértes előterében, a 2001–2002. évi földtani felvételezés eredményeként definiált — Vértesacsai Formációba soroltuk (CSILLAG et al. 2002, 2003). Az idesorolt képződmények színe általában sárga, barna, vörös, vagy lila, gyakran tarka. Szemcseösszetételük ugyancsak igen változatos, az agyagtól a néhány centiméteres kvarckavicsig, durva dolomit-törmelékig minden frakció előfordul. A fúrásokban feltárt vastagsága max. 36 m. A leírások molluszkahéj-töredékeket és gyakran limonitosodott növénymaradványokat említenek.

Érdemes megemlíteni, hogy a pannóniai üledékek felszíni előfordulásait a medenceperemeken gyakran kovásan kötött, jól kerekített kvarcitkavicsokból álló konglomerátum építi fel, amelyek tömbjei a negyedidőszaki szélmarás következtében csiszolt felszínűek. Ezek a kis előfordulások kőzettanilag a Kállai Formációhoz hasonlítanak, de esetleg a Vértesacsai Formációba is tartozhatnak.

A süllyedék környékének összetett lepusztulási felszíne

A süllyedék két oldalán morfológiai plató található. A platót változó mértékben tagolják a mai völgyek, helyenként csak a csúcsok, gerincek tetőszintje jelöli az egykori felszínt. Valószínű, hogy a mai platóhoz közeli felszín a középső-cocén tengerelöntés előtt jött létre, s a plató elsődlegesen trópusi lepusztulás („tönkösödés”) eredménye, hasonlóan a Dunántúli-középhegység más területeihez (KAISER 1997). Megállapítható, hogy az eredeti tönkfelszín a karbonátos kőzeteken trópusi karszt formájában alakult ki. A kissé egyenetlen felszínbe sekély töbrök mélyedtek, ezek maximális mélysége azonban a 10 métert nem haladja meg (FÖLDVÁRI 1933, MINDSZENTY et al. 1989). A középső-cocén előtti felszínt az eocén üledékfedő több helyen megőrizte. Így pl. a gánti bányák területén ez a felszín több külfejtésben is fel van tárva. A Kápolnapusztai melletti déli plató peremén, a Vendel halálán és attól délre is a térképezés eocén mészkő és kon-

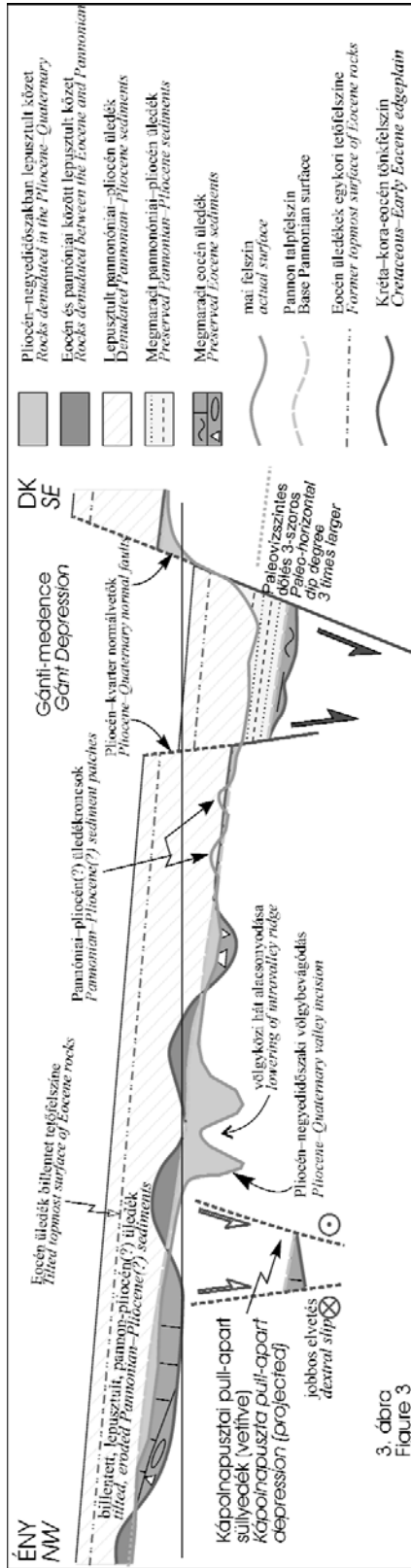
globreccsa, bauxitos agyag és bauxitos kötésű breccsa apró kibúvásait rögzítette, amelyek a tönkfelszínre települnek (3. ábra).

A lepusztulási felszínt a süllyedéktől délre több ponton felső-pannóniai üledékroncsok is lefedik. Sekélyfúrások alapján, a tágabb környezetben a késő-miocén–pliocén(?) Vértesacsai Formáció vékony roncsai is ismertek, a felszínre, annak sekély, lapos mélyedéseibe települve. Ugyanakkor a Kápolnapusztai- és a Gánti-süllyedékben a pannóniai–pliocén(?) rétegsor (szerkezetileg lezökken) részben megőrződött, feltételezhetően a lepusztulási felszín feletti helyzetben (3. ábra). Így tehát az eocén üledékképződés után, a pannóniai üledékképződés előtt számolnunk egy vagy több lepusztulási eseménnyel. Ebben az időintervallumban (eocén és pannóniai között) több lepusztulási és üledék-lerakódási folyamattal számolhatunk; feltételezhetjük az infraoligocén denudáció hatását, a késő-oligocén üledékképződést és akár több kora- és középső-miocén eseményt is (KAISER, 1997). Mivel azonban a pannóniai talpfelszín alatt helyenként igen vékony eocén üledékfoszlányok is ismertek, ezért az oligocén–középső-miocén lepusztulási folyamatok gyakorlatilag a kréta–kora-cocén tönkfelszínig hatoltak, azt jó részben exhumálták és csak kis mértékben alakították át (3. ábra). A kora-cocénig kialakult tönkfelszín további lepusztulását legfeljebb 20 méterre becsüljük, ennyi lehet maximum egy eocénben még meglévő és a pannóniai előtt gyökeréig lepusztított töbrő magassága (3. ábra). Azokon a helyeken viszont, ahol az eocén üledék megmaradt a prepannóniai lepusztulási felszín kevésével a kréta tönkfelszín felett húzódik.

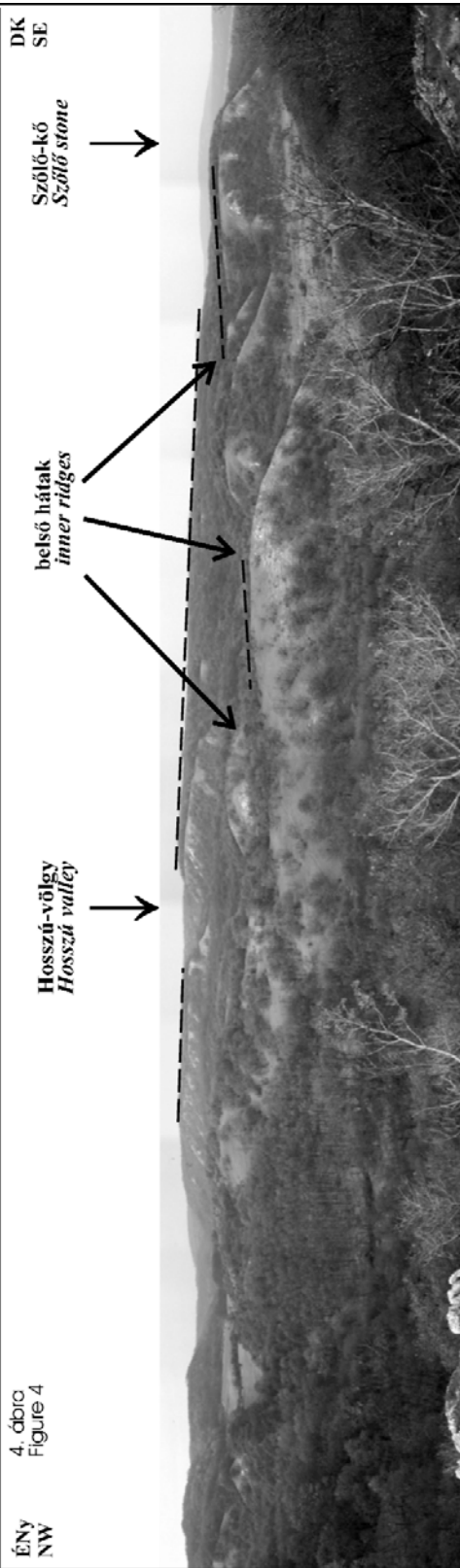
A pannóniai utáni (pliocén–negyedidőszaki) lepusztulás csak kis eocén és pannóniai roncsokat hagyott a magasabb platódarabokon, míg a lesüllyedt medencéből nem hordta ki a vastagabb pannóniai és vékony eocén sorozatot, így ott a prepannóniai lepusztulási felszín megmaradt, bár közvetlenül nem látható (3. ábra). Valószínű azonban, hogy a platókon ma felszínen lévő triász kőzetek tetejét ez a lepusztulási fázis már nem alacsonyította lényegesen, hiszen ahhoz először az összes eocén és pannóniai foltot el kellett volna tüntetni. A pliocén végén, a negyedidőszakban főleg a platót feldaraboló völgyek bevágódásával számolhatunk, ennek vertikális nagysága eléri a 100–120 métert. A közeli völgyek között a keskeny gerincek kissé alacsonyodhattak a völgyoldali erózió hatására, de szélesebb hátakon–platókon ez már nem lehetett jelentős (3. ábra). A pannóniai utáni lepusztulás mértéke a platókon nagyjából megegyezhet a pannóniai előtti maximális morfológiai különbséggel, amely szerintünk a 20 métert nem haladta meg. A felszínen helyenként meglévő negyedidőszaki fedő, kolluvium, lösz vastagsága a 10 métert nem éri el, tehát a mai felszín a negyedidőszaki üledék esetleges jelenléte ellenére sem tér el lényegesen (~10 méternél jobban) a pannóniai talpfelszíntől (prepannóniai lepusztulási felszíntől).

Míndezek alapján az a következtetés adódik, hogy a ma látható lepusztulási felszín összetett eredetű. Alapvetően a kréta–kora-cocénben alakult ki, majd többször

3. ábra. A morfológia fejlődésének modellje ÉNy–DK-i egyszerűsített szelvényben, Kápolnapusztá–Gánt vonaltól nyugatra. A szelvény erősen torzított, az egykori kréta vízszintes felszín háromszor jobban dől (2,5° helyett 7,5°) és néhány morfológiai elem erősen torzított. A két fiatalabb lepusztulási felszín kissé megváltozott az eredeti (kréta) felszínhez képest
Figure 3. Model for the geomorphic evolution of the area along a theoretical NW-SE section, located west from the Kápolna-pusztá–Gánt line. The dip degree of the Cretaceous paleohorizontal plane is three times larger than in reality (7,5° instead of 2,5°) and some morphological elements are strongly exaggerated. Note the small changes of the two younger denudation surfaces with respect to the oldest one



3. ábra
Figure 3



4. ábra
Figure 4

4. ábra. ÉNy–DK-i irányú panorámakép a Kápolnapusztai-süllyedékről, a déli perem mellől (Csillag G. felvétele). Látható az északkelti peremvető, amelynek levetése DK felé elfogy. A Hosszú-völgynél kisebb mellékvető csatlakozik a fővetőhöz. Az előtérben látható a Szőlő-kőtől induló északias lejtése, amely az általános trenddel ellentétben (ami délkeleti dőlés). Ez a változás a peremvető fokozatos elfogyásának és át lépésének következménye. A kép készítésének helye a 2. ábrán látható
Figure 4. NW-SE Panoramic view of the Kápolnapusztá Depression, from its southern margin (Photo of G. Csillag). Note changing height of the north-eastern boundary fault scarp due to decreasing separation south-eastward. The main fault has a side branch near the Hosszú valley. In the foreground the top surface of the inner ridges show a north-easterly dip from the Szőlő stone (Figure 2), opposite to the main surface in background (which dips south-eastward). It is due to gradual decrease and overstepping of fault slip from the northeastern to southern boundary fault. Location of the photo is on Figure 2

exhumálódott (kitakaródott) és befedődött. Az utolsó előtti ilyen esemény a pannóniai előtt következett be. Egyik kitakaródási esemény sem volt azonban olyan erős, hogy az eredeti tönkfelszint jelentősen módosítsa, attól 10–30 méternél jobban valószínűleg nem tér el. Éppen ezért munkánkban a továbbiakban (kissé pontatlanul) „pannon talpként” említjük. E felszín jó közelítéssel használható a pannóniai és azt követő deformációk elemzésére, az elvetések nagyságának becslésére.

Szerkezetföldtani megfigyelések és értelmezés

Szerkezeti, morfológiakonstrukciós leírás

A lepusztulási felszint ért regionális deformáció az egész területre kiterjedő KDK-i irányú kibillenés. A billentést valószínűleg a Gánti-medence keleti peremvetője okozza, ettől délkeletre ugyanis a billentett felszín már nem jelenik meg. A billentés tengelyének csapása ÉK–DNy-i, ami a Kápolnapusztai-süllyedék környéki szintvonalak lefutásából adódik, és a domborzati modellen is tükröződik (1. ábra). Ez a csapás nagyjából párhuzamos a gánti peremvetővel, alátámasztva, hogy ez a szerkezeti elem felelős a billentésért.

A billentés szöge 2,5–3°. Nincs kizárva, hogy ennek egy töredéke már az eocén alatt létrejött, mivel az eocén rétegsorok ÉNy felé fiatalabb taggal kezdődnek. Azonban, a billentés nagy része pannóniai utáni, mivel a DK felé dőlő felszínen DK felé egyre alacsonyabb térszínen jelennek meg a pannóniai üledék első rétegei, mind a felszíni roncsokban, mind a Gánti-medence kiterjedtebb (felszín alatti) előfordulásainál. Éppen a Gánti-medence előfordulásai miatt az is kizárható, hogy a dőlés éppen a lepusztulásból származó, eredetileg is meglévő jellemvonás lenne, azaz a felszín pl. hegyláb felszínként jött volna létre. Ekkor ugyanis a pannóniai rétegsor eltérő tagjai fednék a pannóniai üledékképződés kezdetekor már meglévő 2–3°-os felszint és a dőlésiránnyal ellentétesen (ÉNy felé) fiatalodnának is. Ilyen adat nincs birtokunkban.

A Kápolnapusztai-süllyedék szerkezeti elemei a pannóniai talpat közelítő lepusztulási felszint deformálják. Egyértelműen erre utal, hogy a süllyedék két oldalán a billentett lepusztulási felszín azonos magasságban van (Béres-erdő, Vendel halála). A felszín meglétére és eredeti prepannóniai korára a bauxitos roncsok utalnak, akár eredeti eocénnek, akár badeni–szarmata málladéknak, akár pannóniai áthalmazásnak tekintjük is ezeket. A pannóniai egységes üledéktakaró meglétét igazolják a süllyedéktől délre említett pannóniai üledékroncsok (2. ábra), melyek ~325 és ~280 méter magasságban jelennek meg az enyhén dőlő felszínen. A vetők következtében az egykor egységes lepusztulási felszín egyes elemei eltérő magasságba kerültek. Köztük általában meredek lejtők jöttek létre, amelyek a süllyedék felé néznek és nem csak egyszerűen eróziós

völgyoldalt jelentenek. E meredek lejtők a negyedidőszak során kissé lepusztult vetőletöréseknél (fault scarp) tekinthetők.

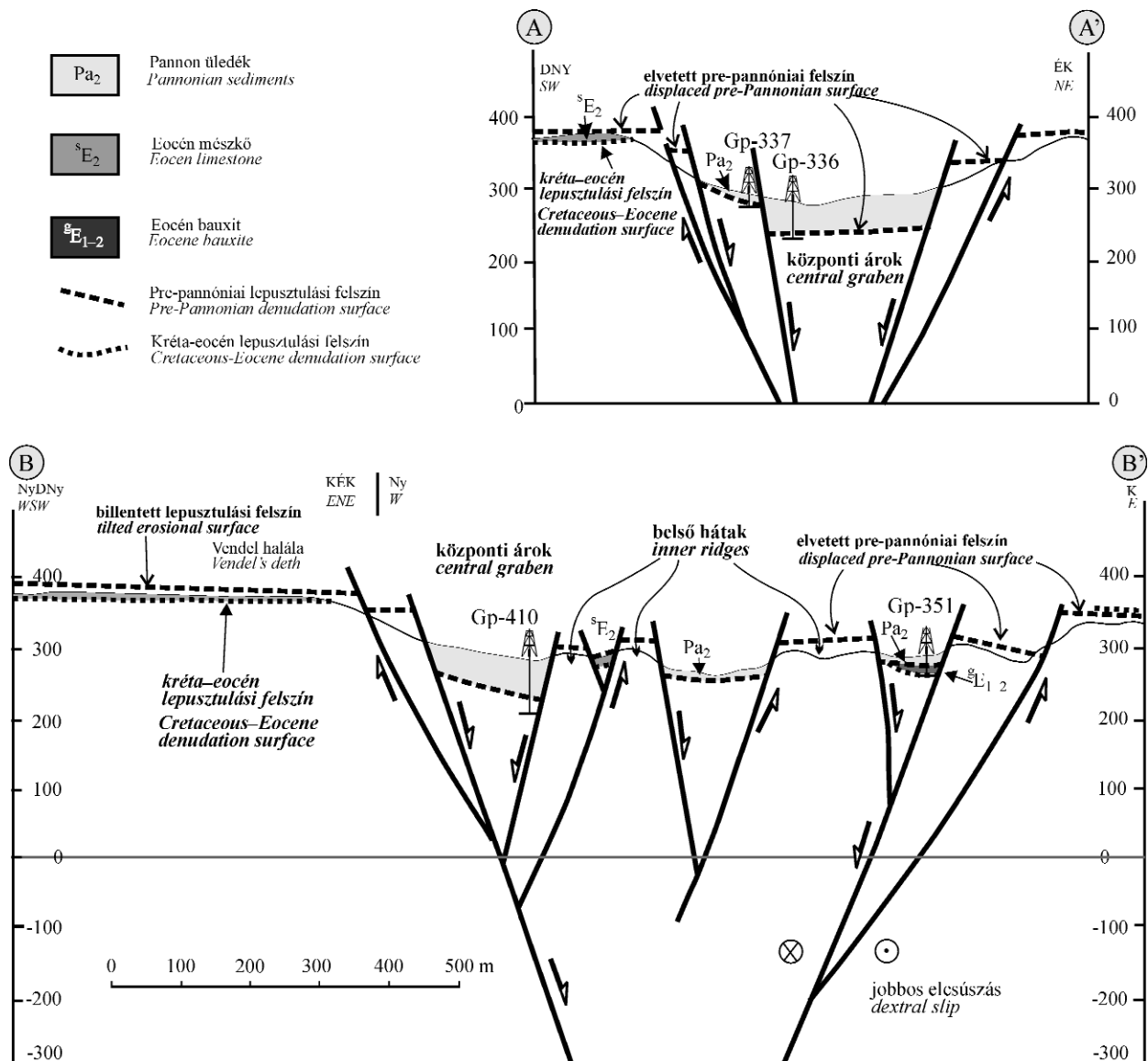
A terület fő szerkezeti eleme egy ÉNy–DK-i csapású törés, amely Szentgyörgypusztától délkeletre ismerhető fel egyértelműen. Itt néhány névtelen dombot felső-triász karbonátok alkotnak (2. ábra). A dombok déli oldalán, délies dőléssel eocén Szőci Formáció települ. 300 méterrel DK felé, az eocén mészkövek ismét kibukkannak, ezáltal északi dőléssel. A triász felé való rétegtani érintkezést fűrőkagylónyomos triász kőzetdarabok, illetve igen vékony helyi breccsa jelzik. A fővető (eltolódás) mindkét előfordulásnál a triász/eocén képződményhatárt látszólag jobbosan veti el, nagyjából azonos mértékben, 150, ill. 170 méterrel (2. ábra). A fővetőhöz több kisebb vető csatlakozik, leggyezőszerűen szétágazó módon.

Az eocén üledékektől délkeletre a fővető egy keskeny nyeregen vezet át, ahol kettéválk. A nyereg és a Gánt–Mindszentpuszta erdészeti út közötti keskeny völgyben pannóniai finomtörmelék sorozat (Tihanyi Formáció) jelenik meg, tetején kavicsal. Mivel a pannóniai egy 100 méternél keskenyebb völgy oldalában, topográfiaiilag a triász Fődolomitnál lejjebb jelenik meg, így a triásszal szerkezeti határa van.

Ezt a kissé szétágazó vetőrendszert a meredek lejtők mentén jól lehet követni. A nyeregtől mindkét ág kissé csapást változtat, KDK–NyÉNy felé, majd Kápolnapusztánál ismét ÉNy–DK-i irányt vesznek. A délnyugati fővető jobban hajladozik, a pusztától délre közel É–D-i irányt vesz, majd az Antal-árok torkolatánál egyesül a Ny felől húzó déli fővetővel. Ez utóbbi több K–Ny-i csapású, szétágazó majd összefonódó ágból áll, amelyek gyakran igen keskeny dolomitgerinceket fognak közre. A déli peremvető a Szőlő-kőtől keletre szétágazik és több ágból éri el a Gánti-medencét. Az egyik ág a Kápolnapusztára vezető út melletti sziklagerincet fogja közre, ennek oldalában a felszínen is megjelenik a pannóniai homokkő kisebb roncsa (2. ábra).

A szétágazó, majd újból összetartó vetők között látható a Kápolnapusztai-süllyedék. Ennek központi része összetetté válik az egykori erdészháznál és egy északi, kis vályúra, két központi belső hátra és a déli nagyobb fő medencére oszlik (2., 4. ábra). Az északi vályúban igen vékony (5–15 m) pannóniai–pliocén(?) üledék (Gp–351), a központi hátakon triász dolomit, a déli részen 20–40 méter vastag pannóniai–pliocén(?) üledéksor van (Gp–327).

Mindhárom belső szerkezeti elemet a volt vadászháznál és Kápolnapusztánál É–D-i vetők metszik. Ezek a vetők az északkeleti és délnyugati fővetőhöz kapcsolódnak, azon túl már nem követhetők. É–D-i vetőt azonosíthatunk a Gp–337 és –336 fűrások között, ahol a pannóniai–pliocén(?) rétegsor 35 méteres mai vastagsággal megjelenik. Ezek az É–D-i vetők határolják a központi árkot (5. ábra). Két kisebb vető között, a déli belső gerincen eocén mészkő lezökkenő roncsa található.



5. ábra. Földtani szelvények a Kápolnapusztai-süllyedéken keresztül, magassági torzítás nélkül. A pre-pannóniai lepusztulási felület alapján az elvetés délészirányú összetevője maximum 130–150 méter. A rövidebb szelvény központi árkában a deformáció a peremvetőkre koncentráldódik, míg a hosszabb szelvényen, a belső hátak mentén több vetőzónára oszlik. A szelvények helye a 2. ábrán látható

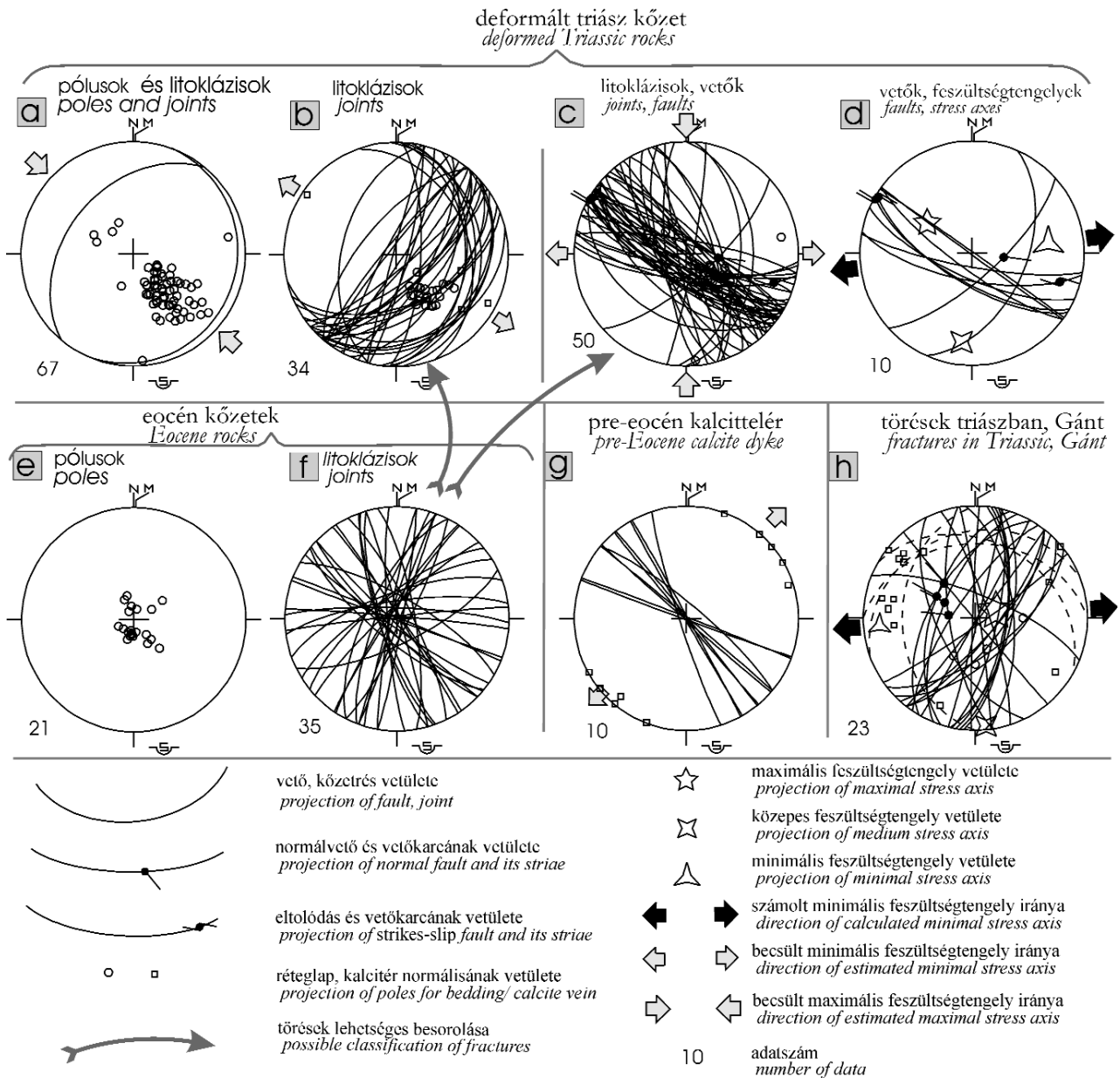
Figure 5. Cross sections across the Kápolnapusztai Depression without vertical exaggeration. The pre-Pannonian denudation surface represents the marker for along slip separation, which reaches 130–150 m maximum. The shorter section shows concentrated deformation in the central graben while it is more distributed across the inner ridges. Locations see on Figure 2

A sztereogramok kiértékelése

A triász és eocén feltárásokban sok, töréses szerkezeti elemet és dőlésadatot mértünk a süllyedék peremén és környékén. A triászban mért dölések egy ÉNy–DK-i irányú kompresszióra utalnak, akár figyelembe vesszük a bizonytalan DK felé dőlő adatot, akár csak a különféle szögben ÉNy felé dőlőkre támaszkodunk (6. ábra). A gyűrődés a Dunántúli-középhegység szinklinális szerkezetével egykorú, a krétában jött létre (TARI 1994). Az eocén dőlésértékeiből nem olvasható ki egyértelmű deformációs trend, mivel változatos irányt mutatnak (6/c ábra).

A törések szinte kizárólag kőzetrések, igen ritkák a törési zónák és összesen csak 4 karcos vető került elő. Utóbbiak alátámasztják a süllyedék északi és déli peremvetőinek jobbos kinematikáját. A számított K–Ny-i húzás és É–D-i maximális vízszintes feszültségtengely jó összhangban van a süllyedék pull-apart jellegével (6/d. ábra). Ezt erősíti a Gánti-medence peremén mért törésekből számolt feszültségtér is (6/h ábra).

A triászban mért kőzetrések nagy része csak feltételesen sorolható be valamilyen feszültségtérbe, és nehezen korolható (6/b, c ábra). A peremvetőkhöz való fizikai közelség miatt a kőzetrések egy része a süllyedék kialakulásával lehet egyidős. Ugyanakkor, nem lehetséges a teljes



6. ábra. Törései szerkezeti elemek a Kápolnapusztai-süllyedék környékén. A–D), H) triászban mért adatok; E–F) eocénben mért adatok; G) kréta–eocén kalciterek adatai. A) a triász dolomit középső–kréta gyűrődéséhez tartozó rétegpólusok és köztrészek mutatja, amelyek az eocén rétegekben (E) már nem tapasztalhatók; B) ismeretlen korú köztrészek (jura–kora-kréta vagy késő-miocén); C, D, H) és részben F) a késő-miocéntől máig tartó transztenzió töréseit mutatják, amelyek a pull-apart süllyedéket okozták. H) adatai a Gánti-süllyedék keleti pereméről származnak és jelzik, hogy a posztpannoniai transztenziós deformáció elterjedése jelentős. Alsó félgömb vetület, Schmidt háló

Figure 6. Brittle structures measured in the study area. A–D), H) data measured in Triassic; E–F) data from Eocene rocks; G) data of Cretaceous–Eocene calcite veins. A) poles and joints related to folding of Triassic probably during the mid-Cretaceous, which is not detected in the Eocene beds; B) shows joints of unknown age (Jurassic–Early Cretaceous or late Miocene); C, D, H) and partly F) show joints, faults probably related to late Miocene to recent transension, which led to the pull-apart depression. Data of H) are derived from the eastern margin of Gánt Depression and indicate wider distribution of post-Pannonian transensional deformation. Lower hemisphere projection, Schmidt net.

szétválasztás korábbi, hasonló feszültségterű deformációs fázisoktól.

Megjelenik egy másik feszültségter hatása is, ami DK–ÉNy-i tenzió lehet (6/b. ábra). A terepi megfigyelések szerint a köztrészek egy része biztosan billentett, vagyis a gyűrődés előtti, jura–kora-kréta lehet, míg más részének kora kérdéses, akár késő-miocén is lehet. Az eocénben mért köztrészek bármelyik feszültségterbe

tartozhatnak, besorolásuk bizonytalan. A területen mért kréta–kora-eocén kalcitellérek ÉNy–DK-i csapásúak, és talán ÉK–Dny-i húzásra keletkeztek. Ugyanakkor KERCSMÁR (2004) tatabányai megfigyelései azt mutatják, hogy a kalciterek szerkezeti értelmezése összetett.

Az elvetés mértéke

A peremvetők elvetésének mértékére jól meghatározott értékekkel rendelkezünk. Igaz ez az elvetés függőleges és kivételesen vízszintes összetevőjére is. A függőleges elvetést a pannóniai előtti denudációs felszín (billentett plató) és annak medence alatti folytatása, vagyis a pannon talpfelszín elvetése adja. A szelvények, fúrási adatok szerint a medence belsejében a levett pannóniai talp felszíne nem egyenletes a tagoló szerkezeti elemek miatt. A süllyedéktől nyugatra, a Vendel halála platón levő 380 m magas felszín a nyugati peremvető-zóna mentén először a felszíni 280 méterre, majd a központi árokban +250–230 méterre süllyed (30–50 méterrel a mai felszín alá; Gp-336: 245 m, Gp-410: 230 m) (5. ábra). A teljes, 135–150 méteres elvetésen belül, a peremvető-zóna kisebb ágai között levő cocén roncs elvetése mintegy 20–30 méter a Vendel halálán levő felszínhez képest. A pannóniai talpfelszín a központi árokból ismét a plató 360–370 méteres magasságára ugrik. A központi ároktól keletre, a belső hát tetőszintjének eléréséhez nagyjából 80 méteres függőleges elvetési összetevő szükséges (5. ábra). Az itteni belső vetőzóna mintegy 20 méteres lépcsőjét a Szóci Mészki kis előfordulása mutatja, ami a pannóniai talpfelszín közvetlen fekéjének tekinthető.

A süllyedéktől délre, 325 méter magasan megjelenik ugyanaz a kvarckavicsos homokkő, amely a kápolnapusztai vadászház mellett is kibukkan levett helyzetben. A kettő között húzódo déli fővető mentén mintegy 90 méteres elvetésre következtethetünk a 330 méteres felszíni és a 240 méteres, Gp-327-es fúrásbeli pannóniai talp között (2. ábra).

A süllyedék délkeleti részén, az egykori prepannóniai lepusztulási felszín segítségével követhető az ÉK-i peremvető elvetésének csapásmenti változása. A prepannóniai felszín a medencén kívül DK felé, a belső hátakon ÉNy felé dől, így különbségük DK felé csökken. Az északi vályú talpa szintén ÉNy felé dől, így a Gp-351-es fúrásnál már csak 70–80 méter elvetés mutatkozik az egykor egységes felszín darabjai között. Bár az elvetés a Hosszú-völgnél csatlakozó segédvető miatt kissé ismét nő, de a Szőlő-kő táján már csak 10–20 m. Ez úgy értelmezhető, hogy az északi vályút csuklós vető választja el az északi morfológiai platótól (Béres-erdő); a fővető elvetése fokozatosan csökken DK felé (4. ábra).

Ezzel szemben, a süllyedék déli peremvetője jelentős elvetéssel rendelkezik, ami a Gánti-medence felé még növekedhet is. Ez az elvetésben mutatkozó geometria teljesen megegyezik az elméletileg várt és terepen sokszor észlelt jelenséggel, amely vetők elvégződésénél, illetve átlépésénél lép fel (PEACOCK, SANDERSON, 1994). Ugyanis a vető vége felé a levett szárnyon, illetve két átlépő vetőszakasz között pedig az átfedés zónájában az eredetileg vízszintes marker (lepusztulási felszín) enyhén a vető közepe felé billentett, mivel ott a legnagyobb az elvetés. Az elvi geometriát Kápolnapusztánál a keleti és déli fővetők közötti elemek kissé bonyolítják, de lényegesen nem módosítják.

Az elvetés vízszintes mértékét egy törészóna és két képződményhatár is mutatja. Az északi peremvető (eltolódás) mentén, a Köves-völgytől északra kitérképezhető volt a triász (meszes) dolomit valamint cocén breccsa és mészkő határának elvetése (2. ábra). Az eredeti rétegtani érintkezés üledékes jellegét fűrőragylók bizonyítják. Csapásban még tovább 300 méterre ÉNy-ra, egy másik cocén–triász üledékes érintkezés is elvetett. A két érintkezési felület felett az cocén dőlése ellentétes, a délinél északnyugati, az északon pedig délies. Elvileg normál elvetés is okozhatja egy képződményhatár látzólagos jobbos elvetését. Ha azonban két közeli helyen az elvetett határ (és a felettük települő rétegek) dőlési ellentétesek, akkor egy normálvető ellentétes irányú látzólagos eltolódást hozna létre. Mivel nem ez a helyzet, az elvetés mindkét határnál jobbos, az elmozdulásnak mindenképpen alapvetően eltolódásos jellege volt, habár kisebb normál összetevő nem teljesen kizárt. Az elvetés északon 140–160, délen 170 méter, a két érték a térképezési pontosságon belül egyezik.

A süllyedék középső-északi részén mindkét oldalon megjelenik egy 100 méternél keskenyebb zóna, amelyben a triász dolomit 55–80° meredeken dől északnyugat felé (7. ábra). Annak alapján, hogy ez a dőlés az átlagosnál (20–45°) jóval nagyobb és a környéken sehol nem fordul elő, a zónát egyértelmű markerként foghatjuk fel. Mivel a Vendel halálánál a meredek triász rétegeket a középső-cocén előtti eróziós felszín lenyeli, ezért a kibillenés ennél korábbi. Az átlaghoz képest plusz kibillenés redőződés, nem azonosított rámpa-rátolódás, kink-szerű redő vagy egy ÉK–DNy-i csapású törés miatt jött létre a krétában. A dőlésadatokból sejthető ÉK–DNy-i tengelyű redő bármelyik megoldást megengedi, de valószínűleg ÉNy–DK-i kompresszióra utal (5. ábra). A meredek dőlésű szerkezeti-kiemelt zóna elvetése 50–100 méter között változhat, a bizonytalanság a zóna határának és pontos csapásának ismeretéből adódik.

Az északi peremvető jobbos elvetésének a Kápolnapusztai-süllyedék felé mutató csökkenése logikus a peremvetők mozgástípusa (kinematikája) szempontjából. A kisebb értéket mutató marker (meredek triász rétegek) ugyanis abból a szakaszból származnak, ahol már a normál elvetési összetevő is megjelenik. Azt is meg kell jegyezni, hogy az elvetés függőleges összetevője itt még csak 60–80 m körüli és csak kissé keletre nő 130–150 méterre. Feltételezhető, hogy ezen a helyen, a központi árokkal szemben a jobbos elvetési összetevő még kisebb lehet. Azaz, az eltolódás fokozatosan normál-jobbos, majd jobbos-normál mozgásra változik, miközben a vető is kismértékben kanyarodik.

A medence típusa — összevetés az egyszerű pull-apart modellel

A peremvetők eltolódásos, illetve jobbos-normál mozgástípusa, valamint a kis süllyedék rombusz alakja igen hasonló a Kaliforniából leírt „klasszikus” pull-apart



7. ábra. Közel függőleges triász dolomitrétegek a sülyyedék északkeleti peremén. A 100 m széles sávban megjelenő meredek dőlésű test a sülyyedék mindkét oldalán megjelenik és az északi peremvető elvetését adja meg. A fénykép helyét a második ábra jelzi

Figure 7. Steeply dipping Triassic dolomite beds at the northeastern margin of the Kápolnapuszta Depression. The anomalously steep beds represent a 100 m wide marker for the horizontal displacement of the northern boundary fault. Location of the photo is on Figure 2

medencéhez (BURCHFIEL, STEWART, 1966), valamint több más helyről leírt pull-apart sülyyedékhez (HEMPTON, DUNNE 1984). Úgy véljük, a Kápolnapuszta-sülyyedék egy ilyen, kezdeti fázisban látható eltolódásos medence. Az egyszerűsített modellhez képest a kápolnapuszta példában a központi árok jelenti a pull-apart sülyyedéket, amely a két átlépő eltolódás között van (2., 8. ábra). Az északnyugati kis nyúlvány megjelenése logikus, hiszen a peremi eltolódás nem hirtelen vált át a központi árok peremvetőjére, hanem fokozatosan. A keleti belső háta és kis északi árok az egyszerű modellben szintén nem jelenik meg. A vértesi esetben az történhetett, hogy az északkeleti peremvető elvetése nem fogyott el teljesen a központi árokig, azaz az eltolódásos elvetés nem tevődött át teljesen a déli peremi eltolódásra, hanem az északkeleti ág is tovább folytatódott kelet felé. Az eltérések ellenére, a Kápolnapuszta-sülyyedék pull-apart medencének tekinthető (8. ábra).

Az ilyen típusú medencék fejlődési sorba rendezhetők (AYDIN, NUR 1982; MANN et al. 1983). Minél nagyobb az elvetés, a medence annál szélesebb lesz, míg végül a legnagyobb elmozdulásoknál, a Kajmán-árokban még az óceáni kéreg is megjelenik. A Kápolnapuszta-sülyyedék a központi árokra merőlegesen eléggé keskeny, tulajdonképpen az eltolódások kezdeti fejlődési stádiumában megjelenő szakításos repedés térképi méretű megfelelője (HEMPTON, NEHER 1986). Így ebből a megfontolásból is az adódna, hogy még a fejlődés kezdeti stádiumában van. Ezt alátámasztja a peremvető kis mértékű igazolt jobbos elvetése is.

Egyéb töréses szerkezetek és kapcsolatok a sülyyedék környezetével

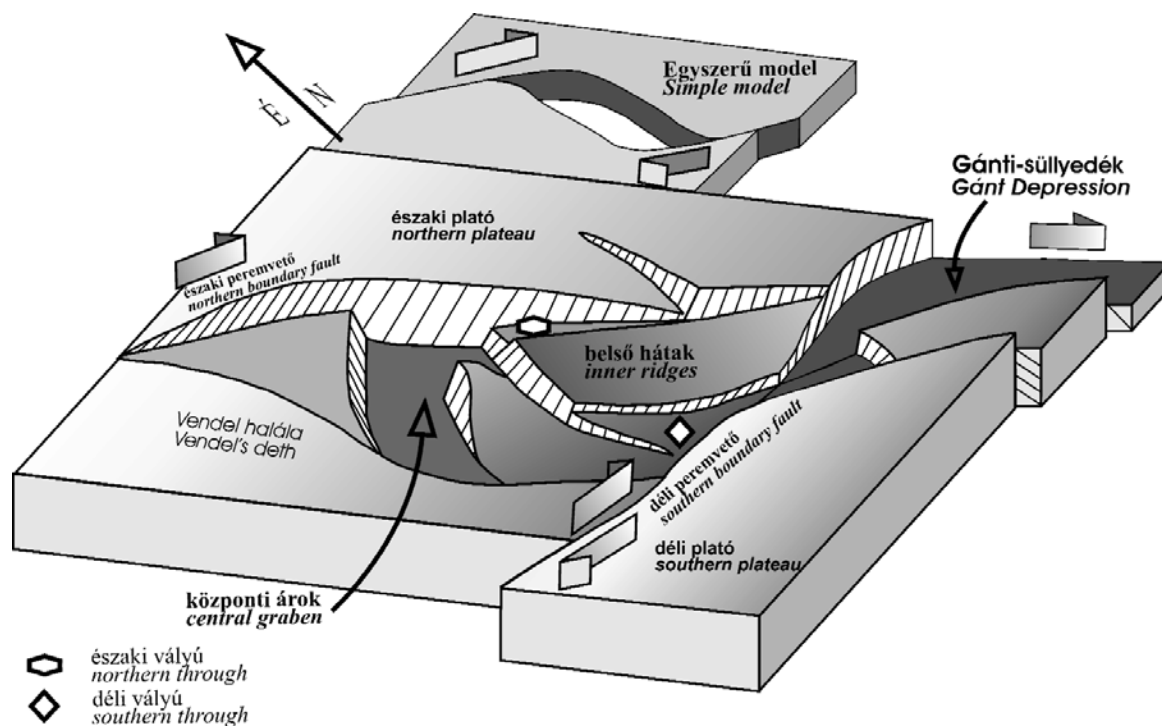
A Kápolnapuszta-sülyyedéktől északra további törések jelennek meg a fővetőkkel azonos csapásban. Azonban itt a triásznál fiatalabb üledékek hiánya nehezebbé teszi a mozgások nagyságának és korának meghatározását. Azonban a pannóniai előtti lepusztulási felszín néhány esetben biztosan deformált, így a töréses elemek egy része biztosan olyan fiatal, mint a Kápolnapuszta-sülyyedék esetében. Így az északi fővetővel párhuzamosan az erdészeti út mentén egy olyan eltolódás lép fel, amely pannóniai üledék kis roncsát veti el, az út hajszabarnai elágazásánál. Ez a segédvető egyesül a Kápolnapuszta-sülyyedék északkeleti peremvetőjével. A nagyobb sülyyedékhez hasonló, rombusz alakú kis bemélyedés található a Cseresznyés-árok mentén. A Gp-318-as fúrás szerint mintegy 10 méter mélységig Vértesacsai F. tölti ki. E kis bemélyedés is a fő sülyyedékhez hasonló pull-apart felszakadás lehet, normál-jobbos peremvetőkkel. A déli fővető és a Gánti-sülyyedék között szintén megjelenik egy kisebb pull-apart leszakadás, amiben ma már nincs pannóniai üledék.

Hasonló irányú és jobbos-normál kinematikájú vetők a gánti bauxitfejtésekben is megjelennek, mint a legutolsó mozgásfázis (MINDSZENTY és FODOR, 2002). A közel K-Ny-i tágulós feszültségtér lehetett a felelős a gánti peremvető normál mozgásáért is. A fenti adatok egy egységes deformációs mintát mutatnak a Vértes középső területén, amely mindenhol a legfiatalabb, pannóniai-pliocén, esetleg negyedidőszaki(?) korolással rendelkezik (FODOR et al. 2004).

A képződés kora

Az elmozdulások az elvetett eocén bázisképződmények miatt biztosan fiatalabbak az eocénnél. A jól felismerhető pannóniai talpfelszín rekonstruálható elvetése csak a pannóniai alatt vagy később következhetett be. A pannóniai-pliocén(?) képződményeket illetően a helyzet nem ilyen egyértelmű. A pannóniai előtti, alatti és utáni deformációként egyaránt értelmezhető a sülyyedék kialakulása.

Lehetséges, hogy a pannóniai előtti lepusztulási felszín közvetlenül a pannóniai üledékek lerakódása előtt deformálódott. Ebben az esetben a deformáció nem előzhette meg időben jelentősen a pannóniai üledékképződést, a lepusztulási folyamatok ugyanis eltüntették volna az egyenes, éles medenceperemeket. Az is lehetséges, hogy az üledékképződés alatt indult meg a medenceperemi vetők mozgása. A mai morfológia vetőkkel ellenőrzött egyes elemeinek (meredek lejtők) meglétére utal az a tény, hogy néhány durvább kavicsos kibukkanás a mai meredek lejtők (erodált vetők) mentén jelenik meg. Az esetleg meglévő, nem túl magas medenceperemi morfológia ellenére a pannóniai üledékképződés egy olyan csendes, gyakran hullámzás-mentes környezetet (öblöt) tételezhetünk fel,



8. ábra. A Kápolnapusztai-süllyedék egyszerűsített térbeli modellje a típusos pull-apart medencéhez hasonlítva (felső ábrarész). A helyi bonyolító elemek ellenére a vizsgált terület ilyen típusú süllyedéknek felel meg

Figure 8. Simplified three-dimensional model of the Kápolnapusztai Depression, compared to a typical pull-apart basin (upper part). Despite local complexities, the study area corresponds to this type of depression

amelyben jórészt finomszemű üledékek (agyag, kőzetliszt) keletkeznek, és a környezetből növénymaradvány sodródott az üledékgyűjtőbe. A rétegsor felsőbb részének, a Vértesacsai Formációnak a lerakódása szárazföldi környezetben, folyóvízi lehordás, felszíni leöblítés következtében történt. Ekkor könnyebben elképzelhető az üledékképződés alatti mozgás, mivel a pannóniai–pliocén(?) agyagba helyenként szögletes dolomittörmelék települ. A kavicsanyagban is megjelenik a dolomit, egy-két helyen (Gp–327) akár 50%-os részarányal is. Ez legalábbis enyhe háttér-morfológiára utal, kézenfekvő a mai lejtők alacsonyabb előzményeinek meglétére gondolni. Ilyen törmelékes betelepülések gyakoriak az aktív pull-apart medencék peremén (McLAUGHLIN, NIELSEN 1982; HEMPTON, DUNNE 1984).

Ha csak közvetlen pannóniai előtti vagy alatti deformációval számolnánk, akkor a mai morfológia nagyjából megfelelne a pannóniai–pliocén üledékképződés alatti morfológiai helyzetnek. Ekkor azonban nehéz lenne megmagyarázni a kvarchomok és főleg a kvarckavics megjelenését egy olyan zárt öbölben, mint amilyen a mai morfológiai mélyedés. Ráadásul, az öböl és a nagyobb Gánti-medence kapcsolata ma nem is látható és csak egy keskeny „nyak” mentén valósulhatott meg. Valószínűbb, hogy a kvarchomok egy széles, egységes víztestben rakódott le, ahol a part menti áramlások könnyebben szállíthatták a homok- és kavicszemcséket. Úgy véljük, hogy a dolomitlejtők közé szorított, keskeny sávban megjelenő pannóniai előfordulások mai geometriája nem felel meg a pannóniai morfológiá-

nak és jórészt utólagos deformáció miatt jött létre. A pannóniai–pliocén(?) alatti illetve utáni mozgás arányát nehéz becsülni. Mindenesetre, a meglévő helyi dolomitos durvatörmelék ellenére, valószínűbb, hogy a mozgás nagyobb része az üledékképződés után történhetett.

A posztüledékes mozgások korának kérdését bizonytalansággal terheli az ún. Vértesacsai Formációba tartozó képződmények esetleg részben, vagy teljes egészében fiatalabb, pliocén kora is. Ha a felső formáció valóban pliocén korú, akkor a posztüledékes deformáció kora csak késő-pliocén–negyedidőszaki lehet. Ha a formáció még a miocén legvégén rakódott le, akkor a posztüledékes mozgásokra több idő marad, megkezdődhetett már a miocén legvégén, felölelhette a pliocén teljes hosszát és esetleg a negyedidőszakot is.

Következtetések

A Kápolnapusztai-süllyedék ÉNy–DK-i csapásban süllyedt be egy 2–3°-kal DK felé billentett, összetett eredetű lepusztulási felszínbe. Az egykor egységes lepusztulási felszín utoljára legalább 130 m pannóniai–pliocén(?) üledéksor fedte be, de ennek nagy része ma már kihordódott a medencéből. A lepusztulási felszín ma már jórészt exhumált állapotban van, és a süllyedék melletti kiemelt platókat alkotja. A felszín jelentősége, hogy segítségével meghatározhatjuk az elvetés függőleges összetevőjét és posztszarmata korát még akkor is, ha az üledéksor lepusztult róla.

Mivel az elvetés vízszintes összetevőjére is több markerrel rendelkezünk, így a peremvetők kinematikája meghatározható még a karcos vetők hiányában is. A KDK–NyÉNy és É–D-i csapás között változó, hajladozó, elágazó-összekapcsolódó peremvetők északon és délen inkább jobbos eltolódásos, középtájon jobbos-normál mozgástípussal jellemezhetők. A kinematika és vetőgeometria alapján a sülyledék kezdeti fejlettségű pull-apart medence. A klasszikus modelltől eltérően, a kápolnapusztai központi ároktól DK-re több kisebb morfolotektonikai elem bonyolítja a sülyledék geometriáját.

A deformáció a késő-miocénben, az üledékképződés alatt már kismértékben megkezdődhetett, de fő ideje a pliocénben volt, esetleg a negyedidőszakra is áthúzódott.

A vetőket és a sülyledéket K–Ny-i húzás hozhatta létre. Ez a feszültgát számos töréses elemet, É(ÉK)–D(DNy)-i

normálvetőt, ill. ÉNy–DK-i normál-jobbos eltolódást hozott működésbe a tágabb környezetben. Ez a fiatal, pliocén vagy negyedidőszaki deformáció a Vértes nagy részén és keleti előterében fontos szerepet játszott.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást Müller Pál T032866 számú és Fodor László T29798 és T42799 számú OTKA pályázata támogatta. Fodor László a kutatás alatt a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János ösztöndíjasa volt és egyben élvezte az amszterdami Vrije Universiteit vendégszeretétét és ISES programjának támogatását. A rajzok elkészítésében Branner Lászlóné, Galambos Csilla és Paulheim Gáspár segített. A lektorálásért Kaiser Miklóst illeti köszönet.

Irodalom — References

- AYDIN, A., NUR, A. 1982: Evolution of pull-apart basins and their scale of independence. — *Tectonics* 1, pp. 91–105.
- BURCHFIELD, B.C., STEWART, J.H. 1966: Pull-apart origin of the central segment of Death Valley, California. — *Bulletin Geological Society of America* 77, pp. 431–442.
- CSILLAG, G., FODOR, L., PEREGI, ZS., ROTH, L., SELMECZI, I. 2002: Pliocene–Quaternary landscape evolution and deformation in the Eastern Vértes hills (Hungary): The heritage and reactivation of Miocene fault pattern. — Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, September 1–4, 2002, *Geologica Carpathica* 53, special issue, pp. 206–208.
- CSILLAG G., SELMECZI I., SÜTŐ-SZENTAI M. 2003: Stratigraphic studies in the Upper Miocene of the South-Eastern foreland of the Vértes Mountains. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc, Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető, Poszter*
- FODOR L. 2002: A szerkezetfejlődés fő vonásai a Vértesben. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Bodajk, Előadáskivonatok*, p. 25.
- FODOR L., CSILLAG G., RÓTH L. PEREGI ZS., SELMECZI I. 2002: Szerkezetalakulás, üledékképződés, felszínfejlődés a késő-miocénben és a negyedidőszakban a Vértesben és délkeleti előterében. — *A Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Bodajk, Előadáskivonatok*, p. 22.
- FODOR, L., CSILLAG, G., NÉMETH, K. BUDAI, T., CSERNY, T., MARTIN, U., BREZSNYÁNSZKY, K., DEWEY, J.F. 2004: Tectonic development, morphotectonics and volcanism of the Transdanubian Range and Balaton Highland: a field guide to the workshop on “Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment” — *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi Kiadványa*
- FÖLDVÁRI A. 1933: A Dunántúli-középhegység cocén előtti karsztja. — *Földtani Közöny* 63, pp. 49–56.
- HEMPTON, M. R., DUNNE, L. A. 1984: Sedimentation in pull-apart basins — active examples in eastern Turkey. — *Journal of Geology* 92, pp. 513–530.
- HEMPTON, M. R., NEHER, K. 1986: Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an echelon strike slip faults — implications for the structural evolution of pull-apart basins. — *Journal Structural Geology* 8, pp. 597–605.
- KAISER M. 1997: A geomorphic evolution of the Transdanubian Mountains, Hungary. — *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band* 110, pp. 1–14.
- KERCSMÁR ZS. 2004: A tatabányai vöröskalcitok szerkezetföldtani jelentősége, Keselő-hegy. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2002. évről.
- MANN, P., HEMPTON, M. R., BRADLEY, D. C., BURKE, K. 1983: Development of pull-apart basins. — *Journal of Geology* 91, pp. 529–554.
- MCLAUGHLIN, R. J., NILSEN, T. H. 1982: Neogene non-marine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San-andreas fault system, Sonoma county, California. — *Sedimentology* 29, pp. 865–876.
- MINDSZENTY, A., SZÓTS, A., HORVÁTH, A. 1989: Excursion A3: Karstbauxites in the Transdanubian Midmountains. — In: CSÁSZÁR G. (szerk): Excursion Guidebook IAS 10th Regional Meeting, Budapest. Budapest, pp. 11–48.
- PÁLVALVY S. 2003: Vörösalgás mikrofaciesek a várgesztesi középső-eocén Szöci Mészköben. — *6. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Zirc, Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, pp. 23–24.
- PEACOCK, D. C. P., SANDERSON, D. J. 1994: Geometry and Development of Relay Ramps in Normal Fault System. — *AAPG Bulletin* 78, pp. 147–165.
- SZENTES F., BÖJTÖSNÉ VARRÓK K. 1965: Tatabánya, 1:200 000-es földtani térkép. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- SZÓTS A., KNAUER J. 1979: A Vértes-hegység délnyugati részének bauxitkutatási programja. Elő kutatás. Felderítő kutatás. (Pusztavám, Mór, Csákerény, Gánt). — *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár*, T. 17965.
- TAEGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — *Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* 17, pp. 1–256.
- TARI, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian basin. — *Kézirat*, PhD. Thesis, Rice University, Texas, USA, 501 p.