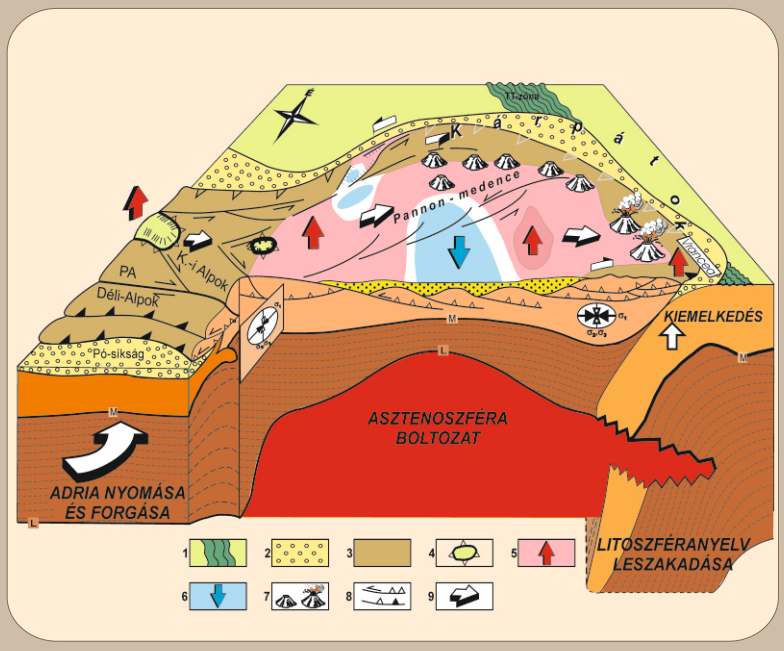
Földtani Közlöny

149/4

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2019

Felelős kiadó
BUDAI Tamás,
a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

Főszerkesztő
SZTANÓ Orsolya

Műszaki szerkesztők
BABINSZKI Edit
KOVÁCS ZOLTÁN
BARTHA István Róbert,

Nyelvi lektor
Philip RAWLINSON

Szerkesztőbizottság
BUJTOR László, CSERNY Tibor, FODOR László, PAPP Gábor, SZAKMÁNY György, SZANYI János, TÖRÖK Ákos

Főtámogató
Mol Nyrt.

Támogatók
Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Hungária Kft., O&G Development Kft., Perlit-92 Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt., ANZO Perlit Kft., Kvarchomok Bányászati és Feldolgozó Kft.

A kéziratokat az alábbi felületen kérjük benyújtani
www.foldtanikozlony.hu

* * *

Responsible publisher
Tamás BUDAI,
President of the Hungarian Geological Society

Editor-in-chief
Orsolya SZTANÓ

Technical editors
Edit BABINSZKI
Zoltán KOVÁCS
István Róbert BARTHA,

Language editor
Philip RAWLINSON

Editorial board
László BUJTOR, Tibor, CSERNY, László FODOR, Gábor PAPP, György SZAKMÁNY, János SZANYI, Ákos TÖRÖK

Sponsors
Mol Nyrt.
Baumit Kft., Biocentrum Kft., Colas Északkő Kft., Elgoscar 2000 Kft., Geo-Log Kft., Geoproduct Kft., Geoteam Kft., Josab Hungary Kft., Mecsekérc Zrt., Mineralholding Kft., OMYA Hungária Kft., O&G Development Kft., Perlit-92 Kft., Terrapeuta Kft., VIKUV Zrt., ANZO Perlit Kft., Kvarchomok Bányászati és Feldolgozó Kft.

Submission of manuscripts through
www.foldtanikozlony.hu

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
Crossref.org
Scopus
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
EPA, MTA REAL (Budapest)

Földtani Közlöny

MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT
MENTE ET MALLEO
1848

149/4

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

SZTANÓ Orsolya: Szerkesztői előszó. — *Editorial preface.* 296

FODOR, László: Results, problems and future tasks of palaeostress and fault-slip analyses in the Pannonian Basin: the Hungarian contribution. — *Feszültségmező- és vetőminta-elemzés eredményei, problémái és további feladatai a Pannon-medencében: a magyar kutatók hozzájárulása.* 297

†HORVÁTH Ferenc, KOROKNAI Balázs, TÓTH Tamás, WÓRUM Géza, KONRÁD Gyula, KÁDI Zoltán, KUDÓ István, HÁMORI Zoltán, FILIPSZKI Péter, NÉMETH Viktor, SZÁNTÓ Éva, BÍRÓ Anna, KOROKNAI Zsuzsa, FÖLDVÁRI Koppány, KOVÁCS Gábor: A „Kapos-vonal" középső szakaszának szerkezeti-mélyföldtani viszonyai és neotektonikai jellegei a legújabb geofizikai vizsgálatok tükrében. — *Structural-geological and neotectonic features of the middle portion of the Kapos line based on the results of latest geophysical research.* 327

MAGYAR, Imre, SZTANÓ, Orsolya, SEBE, Krisztina, KATONA, Lajos, CSOMA, Vivien, GÖRÖG, Ágnes, TÓTH, Emőke, SZUROMI-KORECZ, Andrea, ŠUJAN, Michal, BRAUCHER, Régis, RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zsófia, KOROKNAI, Balázs, WÓRUM, Géza, SANT, Karin, KELDER, Nick, KRIJGSMAN, Wout: Towards a high-resolution chronostratigraphy and geochronology for the Pannonian Stage: Significance of the Paks cores (Central Pannonian Basin). — *A paksi fúrómagok szerepe a pannóniai emelet nagy felbontású időrétegtanának és geokronológiájának kifejlesztésében.* 351

SACCHI, Marco, CACCAVALE, Mauro, CORRADINO, Marta, ESPOSITO, Giuseppe, FERRANTI, Luigi, HÁMORI, Zoltán, †HORVÁTH, Ferenc, INSINGA, Donatella, MARINO, Camilla, MATANO, Fabio, MOLISSO, Flavia, NATALE, Jacopo, PASSARO, Salvatore, PEPE, Fabrizio, TÓTH, Tamás: The use and beauty of ultra-high-resolution seismic reflection imaging in Late Quaternary marine volcaniclastic settings, Bay of Naples, Italy. — *Ultra nagy felbontású reflexiós szeizmikus képalkotás haszna és szépségei: késő-negyedidőszaki tengeri vulkanoklasztos felépítmények a Nápolyi-öbölben.* 371

TIMÁR Gábor, FERENCZ Csaba, DRAHOS DEZSŐ, ÁDÁM József, MOLNÁR Gábor: A FÖLD ALAKJA ÉS A GEODINAMIKA — az ELTE Geofizikai Tanszékén az 1960-as években végzett műholdas Doppler-mérések és jelentőségük áttekintése. — *Shape of the Earth and geodynamics — overview of the satellite Doppler measurements at the Department of Geophysics of ELTE in the 1960s and their importance.* 395

RYBACH, Ladislaus: Geothermal Potential of Sedimentary Basins, especially of the Swiss Molasse Basin. — *Üledékes medencék geotermikus potenciálja, különös tekintettel a svájci Molasse-medencére.* 401

Hírek, ismertetések (összeállította: CSERNY Tibor) 415

Első borító: Háromdimenziós geodinamikai modell a Pannon-medence kialakulásának és fejlődésének illusztrálására (HORVÁTH et al. 2006). Hátsó borító: PAET–34P 361,1 m: Iszapleples, keresztlemezes, vízkiszökéssel gyűrt aprószemcsés homok (fotó: KATONA Lajos).

Budapest, 2019 ISSN 0015-542X

Szerkesztői előszó

Nincs egy éve, hogy HORVÁTH Ferenc itt hagyta szeretett Pannon medencéjét, — melynek kutatásában meghatározó szerepet játszott —, s az utókornak a megválaszolandó kérdések sorát. Földtudós volt, kicsit filozófus is, tudományterületeken átívelő, azokat összekötő sziporkázó elme. Lemeztektonikai és geodinamikai kutatások elindítója, meghonosítója, motorja volt, de fogékony és kíváncsi minden más újdonságra, a köpenytől a medence kitöltéséig, gyakorlati-ipari kutatási problémáktól kezdve a klíma- és vízszintváltozáson át, a fiatal üledékekig. Ajtaja mindig nyitva állt, kész volt kollégákkal és diákokkal egyaránt az újabb észlelések és modellek szenvedélyes megvitatására a földtudományok távoli területeiről is. Képletes magyarázataival, szellemes hasonlataival a bonyolult jelenségeket is közel hozta. S akivel beszélgetett, az biztos újabb ötletekkel gazdagodva folytathatta munkáját. Iskolateremtő volt. Ilyen geopolihisztor a Pannon-medencében egyhamar nem lesz, hisz a specializálódás korát éljük. Kiemelkedett nemcsak a szakmai munkássága révén, hanem ahogy a tudományt szervezte, kiterjedt nemzetközi kapcsolatokat építve. Ebben része volt közvetlen természetének, kisugárzásának, humorának, melyet nagy részt arra használt, hogy tanítványait és kollégáit jónevű nemzetközi iskolákba és együttműködésekhez segítse. Önzetlen támogatását sokan élvezhették.

Emlékének és munkásságának ezzel a tanulmánygyűjteménnyel szeretnénk adózni. Tanítványok, barátok, közeli munkatársak és pályatársak írásaival igyekszünk elkalandozni általa is művelt területekre, és olyanokra, melyekre kutatásai termékenyítőleg hatottak. A közelgő 14. Nemzetközi Litoszféra Program Munkacsoport találkozója kapcsán Sierd CLOETINGH professzor tekint vissza a közös kihívásokra. A tanulmányok első csokrát a geodinamika fűzi egybe: a tektonikai és rétegteni numerikus szimulációk összekapcsolásából született új eredményeket (BALÁZS et al.), a Pannon térség neogén–kvarter vulkanizmusa összefoglalóját (HARANGI & LUKÁCS) és a felsőköpeny reológiája és a hidroxiltartalmú ásványok kapcsolatát (LANGHE et al.) tárják az olvasó elé. Ezt követően a szerkezetföldtan világába csöppenünk. Új megvilágítást kap a Himalája észak-pakisztáni takarófrontjának alakja (CSONTOS et al.), valamint egy grafitos alpi takarófront a Pannon-medence északnyugati szegmenséből (TARI et al.). A feszültségmező és vetőminta-elemzés több, mint 3 évtizedes történetét tekinti át FODOR. A Paks környéki szerkezetkutatások forró eredményeit mutatja be a Geomega csapata (HORVÁTH et al). Az új paksi fúrások a pannóniai emelet geokronológiai helyzetét is segítettek pontosítani (MAGYAR et al.). A rétegtan és a szedimentológia másik szemelvénye a Nápolyi-öböl vulkáni szerkezeteit mutatja be gyönyörű UHR szeizmikus szelvényeken (SACCHI et al). A szerteágazó pálya kezdetén HORVÁTH Ferenc még a műholdas geodéziával is kapcsolatba került (TIMÁR et al). A gyűjteményt a svájci Molassz-medence geotermikus potenciálját bemutató tanulmány zárja RYBACH professzor tollából.

A kötet létrejöttét lelkes szerzőinken túl tanácsokkal, fotókkal BALÁZS Attila, BADA Gábor, DOMBRÁDI Endre és FODOR László segítették.

SZTANÓ Orsolya
Főszerkesztő

Editorial preface

It has not been a year since Frank HORVÁTH left his beloved Pannonian Basin, and a series of questions for us to answer. He was an earth scientist, a bit of a philosopher, a sparkling mind that connected disciplines. He was an outstanding scholar in the research of this wider region, pioneering, and initiating plate tectonics and geodynamic research, but he also was receptive and curious to anything new, from deep mantle to basin fill, from practical industrial research problems to theories of climate- and water-level changes or structures of the youngest sediments. His door was always open, as he was ready to discuss vividly new observations and models from a wide range of earth sciences both with colleagues and students. He was able to bring extremely complex phenomena close to his audience with his metaphorical explanations and witty similes. Consulting him always resulted in fruitful new ideas. As such, he founded a new way of thinking among followers. Such geo-polymath probably will rarely appear in the future as science is entering the era of specialisation. Besides his excellent works, his friendly nature, shining personality and sense of humor promoted organising an extensive international scientific network. Thus he could help students and colleagues to reputable international schools and collaborations. Many of us benefitted from his selfless help.

We would like to honour his memory and oeuvre with this thematic collection of studies. Through the papers of students, friends and colleagues, we wander through the fields he has mastered, and those that have been facilitated by his research. Professor Sierd CLOETINGH will commemorate the common challenges on the apropos of the forthcoming 14th International Lithosphere Program Task Force Meeting. The first group of studies are related to geodynamics: new results from the combination of tectonic and stratigraphic numerical modeling (BALÁZS et al.), a summary of the Neogene to Quaternary volcanism of the Pannonian region (HARANGI & LUKÁCS) and one on the rheology of the earth's mantle (LANGE et al). The next papers are leading us into the world of tectonics and structural geology: the Himalayan frontal thrust from Pakistan (CSONTOS et al.), as well as alpine thrust planes from the north-western Pannonian Basin (TARI et al.) will be discussed. FODOR reviews the history of palaeostress and fault-slip analysis of more than three decades. Finally the team of Geomega presents the hot results of structural studies around Paks (HORVÁTH et al). The newly drilled Paks boreholes also fostered geochronological studies of the Pannonian stage (MAGYAR et al.). Another example of stratigraphy and sedimentology is from the Gulf of Naples where the beauties of UHR seismic sections are demonstrated (SACCHI et al). At the early part of Frank's career even satellite geodesy played a role (TIMÁR et al). The collection is closed by a study on the geothermal potential of the Swiss Molass Basin by Professor RYBACH.

Besides our enthusiastic authors, Attila BALÁZS, Gábor BADA, Endre DOMBRÁDI and László FODOR contributed to this volume with advises and photos.

Orsolya SZTANÓ,
Editor-in-chief

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/4, 297–326., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.297

Results, problems and future tasks of palaeostress and fault-slip analyses in the Pannonian Basin: the Hungarian contribution

FODOR, László

MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/C, Hungary,
e-mail: lasz.Fodor@yahoo.com
orcid: https://orcid.org/0000-0002-0606-4414

Feszültségmező- és vetőminta-elemzés eredményei, problémái és további feladatai a Pannon-medencében: a magyar kutatók hozzájárulása

Összefoglalás

A Pannon-medencében a modern paleofeszültség-meghatározás és töréses szerkezetelemzés Françoise BERGERAT, Jacques GEYSSANT and Claude LEPVRIER munkájával 1982–1984-ben kezdődött. Miután F. BERGERAT néhány magyar kutatónak megtanította a módszer terepi és laboratóriumi eszköztárát, a modern töréses szerkezetelemzés kiterjedt a Pannon-medence magyarországi részére, néhány azzal határos területre, és máig is tart. Ez a munka az elmúlt 35 év eredményeit, a meghatározott kainozoos feszültségmezőket, határaikat és meghatározási bizonytalanságaikat veszi számba, egyfajta tudománytörténeti nézőpontból. A kutatás során felállított szerkezetfejlődési modell egyre összetettebb lett, és egyre több részletet ismertünk fel mind az Alcapa, mind a Tisza–Dacia tektonikai egységek deformáció-történetében. A paleomágneses és feszültségmező-adatok integrálásával igazoltuk, hogy a feszültségtengelyek és töréses elemek változása gyakran csak a kőzetblokkok függőleges tengely körüli forgásának köszönhető, és nem tükrözi a feszültségmező tényleges forgását. A billentésttesszttel, a deformált kőzetek új radiometrikus kormeghatározásával és a felszíni és felszín alatti adatok együttes felhasználásával a feszültségmező-fejlődés nagyon finom tagolása és az irány szerint azonos mezők felújulásának kimutatása vált lehetségessé. A finomított fejlődéstörténeti modell segítségével néhány fázisra igazolni lehetett a heterogén feszültségmező fellépését. Az eredmények ellenére a töréses fázisok számát, egy adott fázis pontos időzítését és maximális feszültségtengelyének térbeli változásait a jövőben is vizsgálnunk kell. A deformált anyag reológiai viselkedésének és a töréses deformáció fizikai paramétereinek megértése szintén jövőbeni kutatási feladat, amelyet a deformációs szalagok, a folyadékzárványok és izotópok vizsgálatán keresztül végezhetünk el abból a célból, hogy jobban megértsük a deformáció, süllyedéstörténet, diagenezis és folyadékáramlás kapcsolatát.

Kulcsszavak: feszültségmező, vető, feszültségmeghatározás, forgás, kibillenés, Pannon-medence

Abstract

In the Pannonian Basin fault-slip analysis and palaeostress determinations started in 1982–1984 by the work of Françoise BERGERAT, Jacques GEYSSANT and Claude LEPVRIER. After F. BERGERAT introduced some Hungarian researchers to field and laboratory techniques, fault-slip analysis expanded into the Pannonian Basin in Hungary and in some adjacent areas, and is still going on. This paper reviews the results achieved during this ~35 year time span from a historical perspective, by the compilation of the determined Cenozoic stress fields, their temporal boundaries, and uncertainties. The model for the evolution of the stress field became more complicated, and more and more details in the deformation history were realised, both in the Alcapa and Tisza–Dacia units of the Pannonian Basin. The integration of palaeomagnetic and stress data indicated that some changes in stress axes (and in fault orientation) are due to vertical-axis block rotation, and are not real rotation of the external stress field itself. With the development of new approaches, like tilt test, combination of surface and subsurface fault data, radiometric age determination of deformed rocks, fine separation of fracture sets can be achieved and the multiple recurrences of stress fields with identical principal axes were demonstrated. The refined methods permitted the demonstration of basin-wide inhomogeneity of the stress field for some phases. However, the precise timing, the number of phases, separation of events with similar stress axes, and the variability of the maximal stress axes of a given stress field remain the major questions to be solved in the future. Rheological conditions of the deforming media and physical parameters of the fracturing will be the other future steps in research, to be achieved by studies of deformation bands, fluid inclusions, isotopes, in order to better understand the connection of deformation, subsidence, diagenesis, and fluid flow.

Keywords: stress field, fault, stress inversion, rotation, tilt, Pannonian Basin

Introduction – palaeostress and fault-slip analysis

Palaeostress and fault-slip analysis depict the geometry, kinematics, and dynamics of brittle structures (faults, joints, veins, etc.) observed in natural or artificial outcrops. In fact, this systematic method replaced earlier directional measurements which were unable to find genetic connections between the observed fracture systems (e.g. BALÁSHÁZY 1977 in Hungary). The key to understand the mechanics of brittle deformation comes from the early works of ANDERSON (1905, 1942) followed by WALLACE (1951) and BOTT (1959) which revealed the relationship of principal stress axes and faults, joints and dykes.

The field and analytical techniques were developed in the 1970s, mostly by French geologists. First, they solved the problem of the connection of the stress state of a point and the observed fault planes containing the striae by having established a simplified stress tensor which, as a second-order mathematical tensor, determines this functional relationship (CAREY & BRUNIER 1974, ANGELIER 1979a). Behind the model of this simple mathematical function, researchers supposed the unequivocal connection of the observed striae and the shear stress component resolved on the fault plane; this is why that this line of research refers to stress axes and faults, and not to kinematic axes. Although this presumption was proved not to be universal (MAERTEN 2000), but it is reliably acceptable for most cases. The computed stress axes are numerically well-defined although inherently have uncertainties. Nevertheless, numerical methods better characterise the stress state of deformation, rather than, for example, the graphical solutions for faults and stress; this latter method gives only wide spatial domains for possible locations of the axes and does not issue the ratio of axes (ANGELIER & MECHLER 1977, ALEXANDROWSKI 1985).

The first theoretical results were soon followed by the development of field measurement technique and computing methods (ANGELIER 1984, 1990), and the first interpretations of field studies (ANGELIER 1979b). This technique had later wide application in structural studies, while the determined stress regimes were extrapolated to large areas, sometimes to plates, and were used to characterise the structural evolution of plate boundaries and interiors (e.g. ANGELIER et al. 1986).

Several improvements and approaches were developed from these early years of research to recent times, and their complete list is beyond the scope of this contribution (NEMČOK & LISLE 1995, DELVAUX & SPERNER 2003, YAMAJI et al. 2003, ŽALOHAR & VRABEC 2008 and GERNER 1990, SIPOS 2013 in Hungary). Separation of fracture sets into phases still remains problematic. The easiest solution is the manual separation, supported by calculations of separated fracture sets. Later, computer-assisted methods were developed (ANGELIER & MANOUSSIS 1980), and recently included very sophisticated mathematic approaches (KERNSTOCKOVÁ & MELICHAR 2009, SIPOS et al. 2018).

Another school of fault-slip analysis elaborated a parallel, although not completely separated line of research, which is using kinematic axes instead of stress axes (MARRET & ALLMENDINGER 1990). The debate has not been closed (till some years ago) if the calculated axes can be named 'stress', 'kinematic' or 'strain' axes (MARRET & PEACOCK 1999).

The stress and fault-slip analysis was used in Hungary from its very early stage of methodological development, starting with pioneer works of Francoise BERGERAT, Jacques GEYSSANT and Claude LEPVRIER (BERGERAT et al. 1983b, 1984a, b). Subsequent visits of F. BERGERAT, and the PhD studies of some of us in France (L. CSONTOS, L. FODOR, L. BENKOVICS) helped to establish this method in Hungary, and later, in the whole Pannonian Basin. The goal of this contribution is to follow the evolution of knowledge on the palaeostress fields of the Pannonian Basin, which have implication on understanding of map-scale tectonic features. Although, this is a historical review, but sometimes I would try to draw modest conclusions on the results by formulating which seems to be (still) valid, where are the problems to be solved, and by giving estimations on future research directions. A secondary goal is to provide a fairly complete compilation of Hungarian publications dealing with palaeostress and fault-slip analysis; such list may help readers to use the appropriate works in their own research.

This summary is published in the memorial volume of Frank HORVÁTH because he realised the importance of knowledge on recent and palaeostress fields. In the ISES project of the early 1990s, he strongly encouraged us to conduct such research, he invited us to conferences, involved us in international cooperation, particularly with the Vrije Universiteit, Amsterdam, which resulted in common publications, PhD thesis (e.g. BADA 1999). Our second summary of stress field (FODOR et al. 1999) issued from this international cooperation, and was definitely catalysed by Frank.

Stress field data in time and by regions

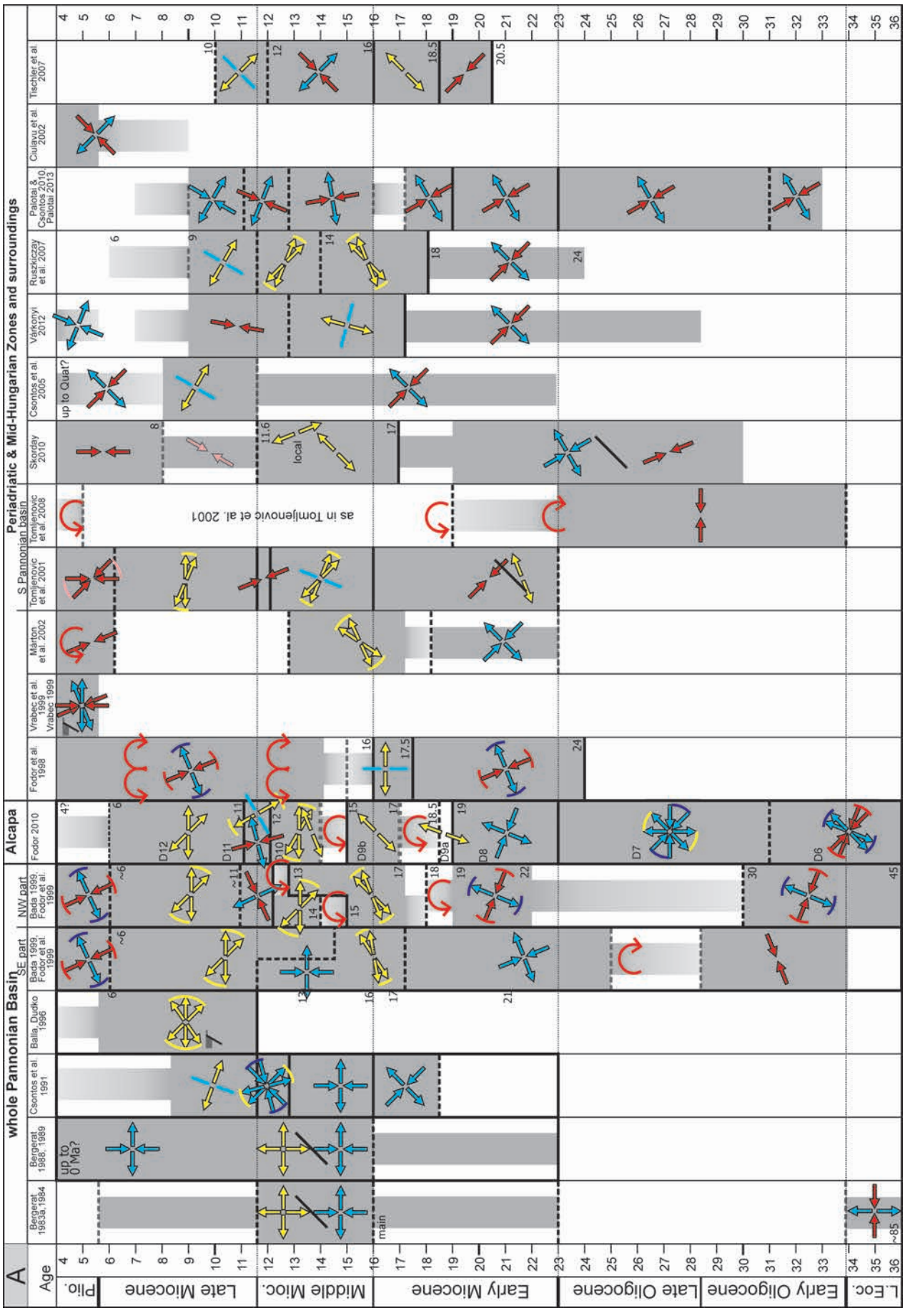
Presentation of stress field data

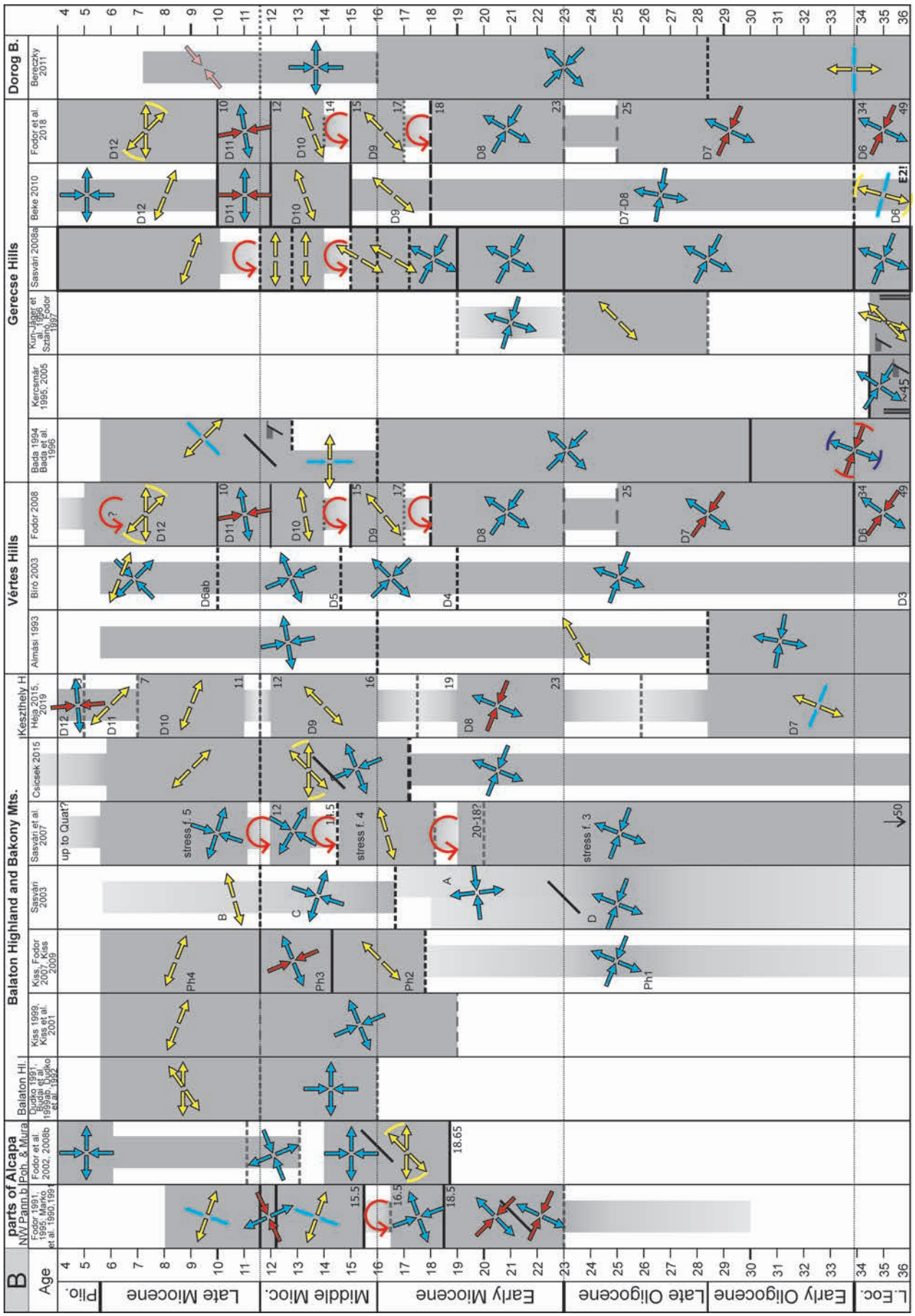
In this communication I compiled a table from most of works which presented palaeostress data (*Figure 1*).

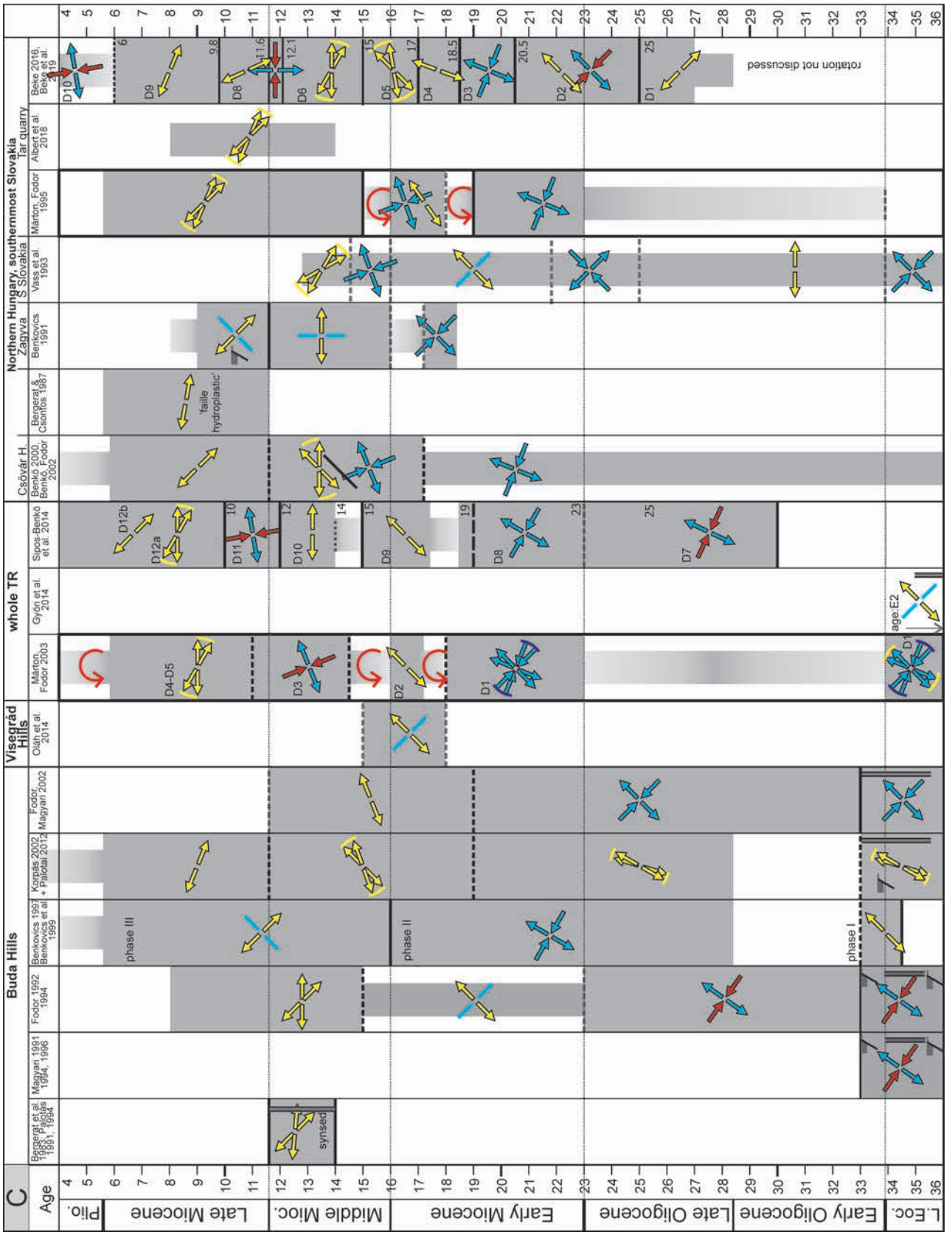
Of course, such a compilation cannot be complete, my

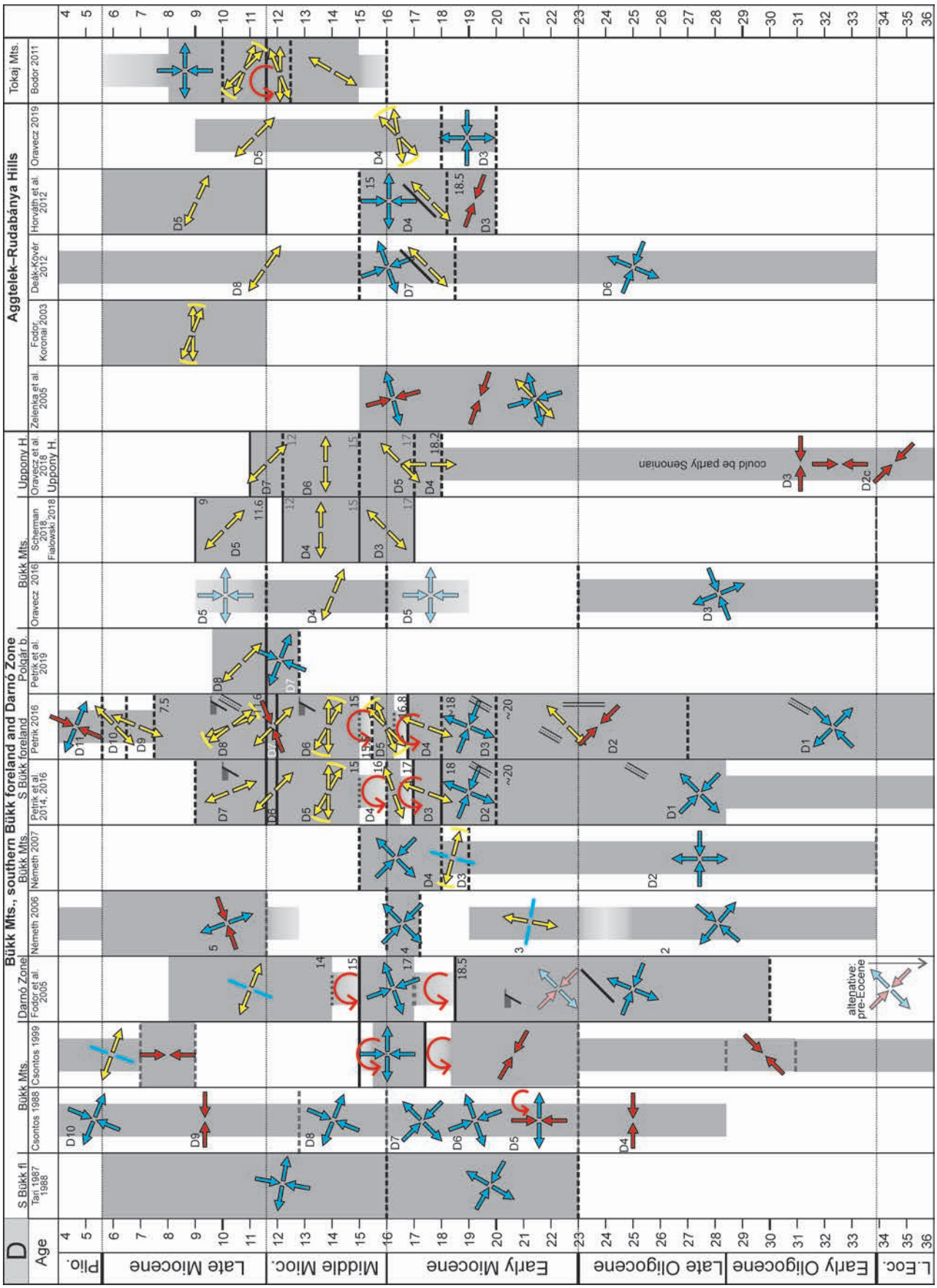
→ **Figure 1.** Stress axes and deformation phases in the Pannonian Basin. A) Results of the main summary studies, and data from parts of the Alcapa unit and from the Periadriatic and Mid-Hungarian Shear zones and their vicinity (southern Pannonian Basin in Croatia). B) Results of studies from the southwestern part of the Transdanubian Range. C) Results of studies from the NE part of the Transdanubian Range, northern Hungary and southernmost Slovakia. D) Results from studies in the Bükk Mts., Darnó zone, Aggtelek–Rudabánya Hills, and Tokaj Mts. E) Results of studies from the Tisza–Dacia unit. All data for Cenozoic deformation younger than Middle Eocene. Legend see Figure 1, E

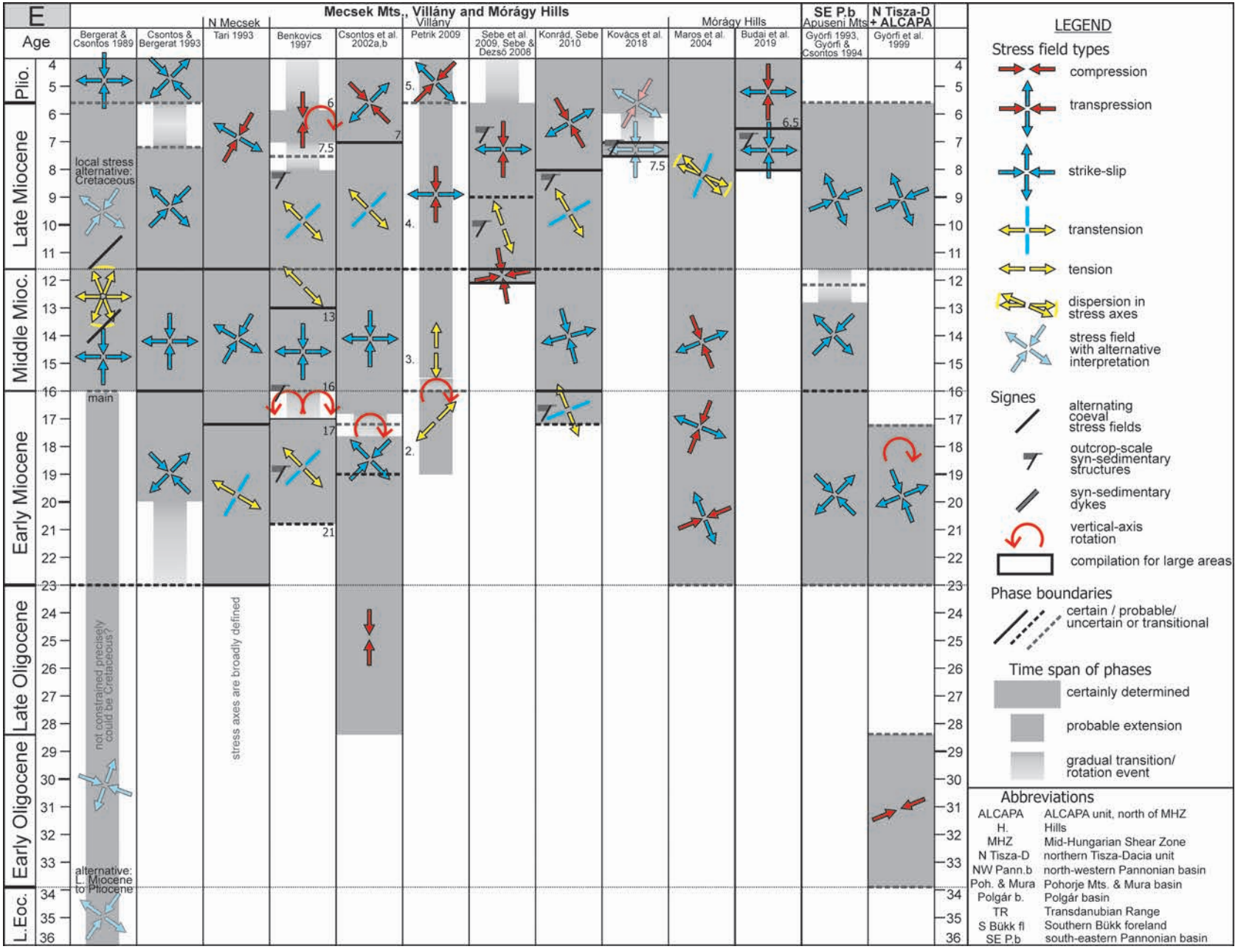
→ ***1. ábra.*** *Feszültségtengelyek és töréses deformációs fázisok a Pannon-medencében, magyar kutatók munkái alapján. A) A fő összefoglaló tanulmányok és a Periadriai- és Közép-magyarországi-zónákról szóló munkák eredményei. B) A Dunántúli-középhegység DNy-i részéről szóló tanulmányok eredményei. C) A Dunántúli-középhegység ÉK-i részéről, Észak-Magyarországról és Dél-Szlovákiáról szóló tanulmányok eredményei. D) A Bükk, Darnó-zóna, Aggtelek–Rudabányai-hegység, a Tokaji-hegység feszültségadatai. E) A Tisza–Dacia-egység feszültségadatai. Csak a középső-eocénnél fiatalabb fázisok kerültek ábrázolásra. Jelkulcs az ábra E részén*


A
Age
Plio.
Late Miocene
Middle Mioc.
Early Miocene
Late Oligocene
Early Oligocene
L.Eoc.
whole Pannonian Basin
SE part
NW part
Alcapa
Periadriatic & Mid-Hungarian Zones and surroundings
S Pannonian basin
Bergerat 1983a,1984
Bergerat 1988; 1989
Csontos et al. 1991
Balla, Dudko 1996
Bada 1999; Fodor et al. 1999
Bada 1999; Fodor et al. 1999
Fodor 2010
Fodor et al. 1998
Vrabec et al. 1999
Vrabec 1999
Márton et al. 2002
Tomljenovic et al. 2001
Tomljenovic et al. 2008
Skorday 2010
Csontos et al. 2005
Várkonyi 2012
Ruszkiczay et al. 2007
Palotai & Csontos 2010; Palotai 2013
Ciulavu et al. 2002
Tischler et al. 2007
up to 0 Ma?
up to Quat?
local
as in Tomljenovic et al. 2001
main


B
parts of Alcapa
NW Pann.b
Poh. & Mura
Balaton Highland and Bakony Mts.
Balaton Hl.
Keszthely H
Vértes Hills
Gerecse Hills
Dorog B.
Age
Plio.
Late Miocene
Middle Mioc.
Early Miocene
Late Oligocene
Early Oligocene
L.Eoc.
Fodor 1991, 1995, Marko et al. 1990,1991
Fodor et al. 2002, 2008b
Dudko 1991, Budai et al. 1999, Dudko et al. 1992
Kiss 1999, Kiss et al. 2001
Kiss, Fodor 2007, Kiss 2009
Sasvári 2003
Sasvári et al. 2007
Csicsek 2015
Héja 2015, 2019
Almási 1993
Bíró 2003
Fodor 2008
Bada 1994 Bada et al. 1996
Kercsmár 1995, 2005
Kun-Jager et al. 1996 Szabó, Fodor 1997
Sasvári 2008a
Beke 2010
Fodor et al. 2018
Bereczky 2011
Ph4
Ph3
Ph2
Ph1
stress f. 5
stress f. 4
stress f. 3
up to Quat?
20-18?
D12
D11
D10
D9
D8
D7
D6
D6ab
D5
D4
D3
D7-D8
A
B
C
D
18.65
18.5
16.5
15.5
12.5
E2!


C
Age
Buda Hills
Visegrád Hills
whole TR
Csővár H.
Northern Hungary, southernmost Slovakia
Tar quarry
Pilo.
Late Miocene
Middle Mioc.
Early Miocene
Late Oligocene
Early Oligocene
L.Eoc.
Berger et al. 1988, Pipicz et al. 1991, 1994
Magyari 1991, 1994, 1996
Fodor 1992, 1994
Benkovics 1997, Benkovics et al. 1999
Korpás 2002, + Palotai 2012
Fodor, Magyari 2002
Oláh et al. 2014
Márton, Fodor 2003
Győri et al. 2014
Sipos-Benkó et al. 2014
Benkó 2000, Benkó, Fodor 2002
Bergerat & Csontos 1987
Benkovics 1991
Vass et al. 1993
Márton, Fodor 1995
Albert et al. 2018
Beke 2016, Beke et al. 2019
phase III
phase II
phase I
synsed
D4-D5
D3
D2
D1
D12b
D12a
D11
D10
D9
D8
D7
'faille hydroplastic'
rotation not discussed
age:E2


D
Age
Plio.
Late Miocene
Middle Mioc.
Early Miocene
Late Oligocene
Early Oligocene
L.Eoc.
Bükk Mts., southern Bükk foreland and Darnó Zone
S Bükk fl.
Bükk Mts.
Darnó Zone
Bükk Mts.
S Bükk foreland
Bükk Mts.
Upponyi H.
Aggtelek–Rudabánya Hills
Tokaj Mts.
Tari 1987 1988
Csontos 1988
Csontos 1999
Fodor et al. 2005
Németh 2006
Németh 2007
Petrik et al. 2014, 2016
Petrik 2016
Polgári b. Petrik et al. 2019
Oravecz 2016
Scherman 2018 Fialowski 2018
Oravecz et al. 2018 Upponyi H.
Zelenka et al. 2005
Fodor, Koroknai 2003
Deák-Kövér 2012
Horváth et al. 2012
Oravecz 2019
Bodor 2011
could be partly Senonian
alternative: pre-Eocene


E
Age
Mecsek Mts., Villány and Mórágy Hills
Bergerat & Csontos 1989
Csontos & Bergerat 1993
N Mecsek
Tari 1993
Benkovics 1997
Csontos et al. 2002a,b
Villány
Petrik 2009
Sebe et al. 2009, Sebe & Dezső 2008
Konrád, Sebe 2010
Kovács et al. 2018
Mórágy Hills
Maros et al. 2004
Budai et al. 2019
SE P.b
Apuseni Mts
Györfi 1993, Györfi & Csontos 1994
N Tisza-D + ALCAPA
Györfi et al. 1999
Plio.
Late Miocene
Middle Mioc.
Early Miocene
Late Oligocene
Early Oligocene
L.Eoc.
local stress alternative: Cretaceous
main
not constrained precisely could be Cretaceous?
alternative: L. Miocene to Pliocene
stress axes are broadly defined
LEGEND
Stress field types
compression
transpression
strike-slip
transtension
tension
dispersion in stress axes
stress field with alternative interpretation
Signes
alternating coeval stress fields
outcrop-scale syn-sedimentary structures
syn-sedimentary dykes
vertical-axis rotation
compilation for large areas
Phase boundaries
certain / probable/ uncertain or transitional
Time span of phases
certainly determined
probable extension
gradual transition/ rotation event
Abbreviations
ALCAPA ALCAPA unit, north of MHZ
H. Hills
MHZ Mid-Hungarian Shear Zone
N Tisza-D northern Tisza-Dacia unit
NW Pann.b north-western Pannonian basin
Poh. & Mura Pohorje Mts. & Mura basin
Polgár b. Polgár basin
TR Transdanubian Range
S Bükk fl Southern Bükk foreland
SE P.b south-eastern Pannonian basin

apologies for eventual deficiency. On the *Figure 1* only post-middle Eocene palaeostress data are presented, but in the text Mesozoic structural data are mentioned as well. I did not consider Quaternary data because their origin and timing can be debated and this topic in fact merits an independent publication. *Figure 1* shows the palaeostress evolution, using the stress field types and very simplified and averaged stress axes, sometimes with dispersion ranges of axial directions, sometimes with two main directions. Several works could be unified and reported by one set of signs.

I classified the structural phase boundaries (change between stress fields) given in publications as being certain, probable, or uncertain; the latter two cases are applied when the timing was not clearly formulated, when it remained poorly constrained by the original data, or simply when I did not get the message from the work. For clearly identifiable stratigraphic boundaries I used the presently accepted numerical ages (Geological Time Scale 2016 and for some Paratethys stages, SANT et al. 2017). When phase boundaries were not precisely formulated or there seems to be discrepancy between the text and figures an arbitrary boundary is presented.

Grey background shading indicates suggested temporal extension of a given phase, when I (subjectively) considered data less convincing, only narrow columns are used. Narrow columns with transitional grey shading indicate uncertainties due to lack of precise time constraints or when transition from one stress field to the other seems to be gradual. Time spans of rotations are also indicated in this way, mostly because registered stress axes should change continuously during such deformation, so a sharp boundary is difficult to set up. Specific signs for the types of structures (e.g. syn-sedimentary faults and dykes) are given. Spatially variable stress field is difficult to visualise, but I tried to indicate coeval stress axes.

Publications and Master or PhD theses are listed approximately chronologically. However, this rule has been changed in order to juxtapose spatially closely related results. This spatial distribution led to juxtaposition of works from different regions of the Alcapa unit (*Figure 1, B–D*); these are the Transdanubian Range (TR, subdivided into Bakony–Balaton Highland, Vértes, Gerecse, and Buda Hills), northern Hungary (between the Buda Hills and Darnó Zone) and NE Hungary (Darnó Zone, the Bükk Mts. and the Aggtelek–Rudabánya Hills and the Tokaj Mts.). Within these areas I try to present the data in one direction (generally from SW to NE). Some studies about the Periadriatic Fault and Mid-Hungarian Shear Zone are also shown where stress axes were determined or inferred (*Figure 1, A*). Because of the Miocene rotation history is different in the two main units of the country (Alcapa and Tisza–Dacia), data from the Mecsek–Villány area, and from the south-eastern Pannonian Basin are shown and described separately (*Figure 1, E*). I will mostly concentrate on data from Hungary, and marginal parts of the Pannonian Basin will only occasionally be mentioned.

I will not always refer to this figure in the text, it would lead to very frequent citation. In most cases, the text will not describe the complete stress field evolution of the cited author (the figure should do this), but I may subjectively emphasise the most important recognition(s).

Fault mapping and kinematics without the palaeostress approach

Before going into details of palaeostress analyses, I mention the older approach which dealt with mapping of faults and sometimes also with the determination of their kinematics. In fact, most maps showing fault systems could be mentioned here although the often rectilinear geometry, orthogonal fault orientation, and other aspects of fault presentation can strongly be criticised. Among the researchers who influenced positively the fault analysis of Hungary, J. MÉSZÁROS is to be mentioned first, who described systematically dextral strike-slip fault system in the Bakony Mts. which is still basically valid (MÉSZÁROS 1982, 1983). The works of BALLA (1984, 1988a, b) and BALLA & DUDKO (1989) gave a coherent evolutionary scheme for the Pannonian Basin structures, and are of very large importance; in fact, these works influenced our thinking since the time of publications. Although they did formulate their results in fault geometry, kinematics, and timing, it would be possible to convert the conclusion into stress data. A great number of publications have significant data on the brittle structural evolution of the Pannonian Basin, both from subsurface data sets, and from maps (BREZSNYÁNYSZKY & HAAS 1990, BREZSNYÁNYSZKY & SÍKHEGYI 1987; FÜLÖP 1990; JASKÓ 1988, 1989; HORVÁTH 1990, 1995; HORVÁTH & RUMPLER 1984; ROYDEN & HORVÁTH 1988; HORVÁTH & TARI 1999; TARI et al. 1992, 1999; CSONTOS 1995; DETZKY-LŐRINCZ et al. 2002; HAAS et al. 2010; TARI & HORVÁTH 2010; HORVÁTH et al. 2015) but this work will concentrates only on those ones which have an approach of palaeostress and fault-slip analysis. All works dealing with the origin, evolution, and geometry of the faults in the Pannonian Basin will not be referred, despite their tremendous contributions to the topic of faults.

Early structural observations – close to the palaeostress conception

An interesting precursor work was published by BOKOR (1939). He was aware of the relation of Mohr fractures, shear stress, stress ellipsoid and "deformation axes". He measured joints in the Buda Hills, and suggested N–S compression. However, he considered all fractures with strike-slip character, an error which led him in a dubious estimation of stress axes.

Another approach tried to find the "pair of compressional forces", which can be considered as a precursor of compression in modern palaeostress terminology, although the physical basis was not clearly presented (and maybe not understood). In this line, BALKAY (1960) estimated NW–SE directed such "forces" in the northern Bükk Mts. This work, and, among many others, one of TOMOR-THIRRING (1936) and ZELENKA (1975) represent examples of outcrop-scale structural observations, although still far from modern fault-slip analysis.

In the *Transdanubian Range* Maros (1986, 1988) carried out modern fault mapping and outcrop-scale kinematic observations without using sophisticated computer techniques; his kinematic observations were valuable (e.g. strike-slip character of the Vértessomló Line), but comparison with modern stress data is not easy due to lack of timing of the phases (this is the reason it is not shown on *Figure 1, A–E*). Tari (1991) also used the information on kinematics of some dextral faults, and established his model on the rotation of these faults, although stress axes were not deduced from his analyses.

Results of early palaeostress studies (1982–1991)

The first modern fault-slip measurements of Bergerat, Geyssant and Lepvrier and the subsequent palaeostress calculations were completed in 1982–1984 and were mainly done on Mesozoic rocks, where fault-slip observations are much easier than on Cenozoic rocks. The first results suggested multidirectional extension, connected to, or alternating with, strike-slip regime (Bergerat et al. 1983b, 1984a, b) (*Figure 1, A*). Pre-Miocene E–W compression was also recognised but with poor time constraints. Syn-sedimentary late Badenian to Sarmatian extension was also documented in *the Buda Hills* (*Figure 1, C*) (Bergerat et al. 1983a).

In the *first basin-wide summary* of fault-slip data Bergerat (1988, 1989) suggested the alternation of strike-slip regime with E–W tension and locally developed N–S (graphically NNW–SSE and NNE–SSW) tension through the whole Miocene and Pliocene. In her model extensional deformation developed between important strike-slip zones. This model was partly based on field works in the *Mecsek–Villány* area (Bergerat & Csontos 1988).

The effect of this methodological know-how is clearly visible on the parallel structural analysis and mapping of the *Bükk Mts*. which, in addition to valuable fault kinematic data within the mountains, led to the first sketchy fault-slip analysis of the *Bükk Mts. and their southern foreland* (*Figure 1, D*). Csontos (1988) in his first work separated six Cenozoic deformation phases and attributed a number of ductile structures to these events. Later he revised the timing of phases (Csontos 1999) and he incorporated the vertical-axis rotations to explain changes in the stress axes. At the same time of the early analysis in the Bükk, Tari (1987, 1988) conducted a pioneer work in the *southern foreland* (Vatta–Maklár trough) analysing seismic reflection profiles, and comparing the derived fault pattern to surface fault-slip data. He established the strike-slip origin of this basin. A small study of few outcrops of Miocene coal and lignite documented roughly E–W tension governing "hydroplastic faults" (*Figure 1, D*) (Bergerat & Csontos 1987).

In the meantime, the author of this contribution completed his PhD work on the Vienna and satellite basins in the *north-western part of the Pannonian Basin system*, and it was one of the first detailed studies of a small region (*Figure 1, A*), (Fodor 1991, 1995; Fodor et al. 1990; Marko et al. 1990, 1991). In these works, clear clockwise change in stress field appeared, from Oligocene to end-Sarmatian, and a counter-clockwise change, back to ESE–WNW extension, after the Sarmatian. As a local synthesis, Marko et al. (1995) summarised fault-slip and stress field data for the Slovakian part of the Vienna and surrounding Miocene basins.

All these works led to the *second synthesis* of observations and analyses on palaeostress fields of the *entire Pannonian Basin* (Csontos et al. 1991) (*Figure 1, A*). This work emphasised the clockwise change in the palaeostress axes through the Miocene, and connected this change to the temporally varying deformations in the external flysch belt of the Carpathians. Although we mainly referred to the 'orogenic vectors' of Jiříček (1979), a term uncertain in nature, our main result probably was to establish the connection of deformation events at the front of the Carpathian orogen and inside the hinterland (Pannonian back-arc basin). In several of our works published in those years we clearly recognised the close temporal connections of the changing palaeostress axes and gradual shift of the main external thrusting along the Carpathian front (Fodor et al. 1990, Csontos et al. 1991, Fodor 1995, Fodor & Csontos 1998).

Results of palaeostress studies from 1991 to 1999

Following these early years, during the 1990s several works concentrated in small areas, and have issued precisions for the general stress field evolution or found local features. They were mostly MSc theses, but their conclusions seem to be well-based on the newly learnt technique.

In the *Balaton Highland* and *southern Bakony Mts.,* during the geological mapping work Dudko (1991), Dudko et al. (1992) and Budai et al. (1999a, b) described the observed brittle structures, comprising Cretaceous thrusts and folds, and Miocene strike-slip versus extensional basin formation phases (*Figure 1, B*).

In the Gánt quarries of the *Vértes Hills* Almási (1993) confirmed the same Eocene to Oligocene stress field as has been documented in the Buda Hills. He was the first to realise the very local stress field inhomogeneity around fault oversteps; an idea explored later in detail by Fodor (2007). The recognised E–W trending strike-slip faults are similar to those ones found by Gyalog (1992) in the close vicinity.

In the Gerecse Hills, Bada (1994) collected a great number of data and separated 7 phases, three of them being Mesozoic in age (Bada et al. 1996). Although recent summary (Fodor et al. 2018) seems to refine the stress field evolution, and may change the age of some measured faults from Miocene to Mesozoic, the recognised stress fields are valid. Kun-Jáger et al. (1996) recognised not only the tensional stress fields but also the geometry of syn-rift faults within the central Gerecse, most of their remarks became verified during later works (Muráti 1997, Ádám et al. 2001, compare also with Fodor et al. 2018). Lantos (1995, 1997) and Kercsmár (1995) estimated Jurassic and Eocene stress fields from sedimentary dykes

and other syn-sedimentary structures; these results were extended later (LANTOS 2004 and KERCSMÁR 2005, KERCSMÁR & FODOR 2005). SZTANÓ & FODOR (1997) demonstrated Late Eocene extensional stress field and a younger (Eggenburgian?) strike-slip type field with similar ρ_3 axis, in a later disappeared northern Gerecse road cut (Nyergesújfalu).

In the Buda Hills MAGYARI (1991, 1994, 1996, 1998) extended our knowledge on the Eocene deformation, determining (E)SE–(W)NW compression and perpendicular tension and placed the deformation in the context of the overview work of FODOR et al. (1992, 1994) (*Figure 1, C*). These latter ones extended the Eocene stress field into the Oligocene and early Miocene based on deformed Eocene rocks, and also on the palaeogeographic evolution of the Buda Hills. BALLA & DUDKO (1990) observed SSE vergent folds in the Oligocene, what they dated as Miocene; this could fit into the stress history described above. The compressional–transpressional origin of the Buda Hills is in agreement with the model of TARI et al. (1993) based on large-scale geodynamic interpretation and subsidence data. PALOTÁS (1991, 1994) completed the knowledge on the Sarmatian syn-sedimentary deformation of the Tétény plateau already observed by BERGERAT et al. (1983a). BENKOVICS (1997) and BENKOVICS et al. (1999) recognised E–W trending dextral shear zones, similar to those observed by FODOR et al. (1994) and MAGYARI (1996).

In *NE Hungary*, BENKOVICS (1991) characterised the *Zagyva graben* as marked by ESE–WNW extension, and he realised several deformation episodes with similar or slightly changing stress axes (*Figure 1, C*). He also found a still enigmatic stress field with E–W horizontal σ_1 axis, similar to the findings of NEMČOK et al. (1989) and FODOR et al. (1990) in the Vienna Basin. Just north from this graben system, in southernmost Slovakia, palaeostress determinations resulted in six pre-Pliocene phases with strike-slip, transtensional or extensional character (VASS et al. 1993). An alternative interpretation of phase boundaries were later presented in the work of FODOR et al. (1999), mostly based on data of a common field trip with Slovak colleagues.

Methodological advance — palaeomagnetism and palaeostress

Palaeomagnetic data revealing vertical-axis rotations were soon compared to stress data; probably the idea first occurred in CSONTOS (1988), FODOR & MARKO (1990), and FODOR et al. (1990) while TARI (1991) used kinematic data to infer rotations. In the preliminary work of FODOR (1991, 1995), and in the first study directly comparing stress and palaeomagnetic sites, MÁRTON & FODOR (1995) concluded that the (1) two phases of vertical-axis rotations and two changes in the maximal horizontal stress axis occurred during the Miocene, (2) the block rotation happened in opposite direction with respect to changes of the stress axes (counterclockwise and clockwise, respectively), and (3) the two phenomena were coeval within the precision of time constraints. This correlation strongly suggests that most of the changes in the direction of the stress axes were apparent and only due to the physical rotation of rocks. This conclusion inspired most subsequent works, and was later extended to the Transdanubian Range (MÁRTON & FODOR 2003), to the Mecsek Mts. (BENKOVICS 1997; CSONTOS et al. 2002a, b, MAROS et al. 2004), to Medvednica Mts. (TOMLJENOVIĆ et al. 2008), and embedded in syntheses about the whole Pannonian Basin (FODOR et al. 1999).

Large summaries

BALLA & DUDKO (1996) collected a great number of data (mostly from other authors) on the fracture sets displacing Pannonian strata. They accepted the stress estimations or calculations of the original authors, and compiled the first detailed map representing stress data from the *Hungarian part of the Pannonian Basin* (*Figure 1, A*). The data set reflects heterogeneous tensional axes, ranging from NE–SW to SE–NW, with mean and frequent E–W direction. However, it is not a complete presentation of Late Miocene stress field because most fractures of that age are present in older rocks.

All these early works led to *the third basin-wide summary* of palaeostress data (FODOR et al. 1999). In this work, we confirmed for the Alcapa unit the clockwise rotation of palaeostress axes from the early Miocene to the end of Sarmatian, and afterward a change of stress axes in counterclockwise direction. This summary already integrated the conclusions of coordinated palaeomagnetic and fault-slip studies, and demonstrated that the change in palaeostress axes are apparent and are mostly (but not totally) due to vertical-axis rotations. This is the reason that apparent change in stress axes were opposite in the northern versus the southern Pannonian units (Alcapa versus Tisza–Dacia). The palaeostress data were used in a semi-quantitative tectonic reconstruction of the entire Pannonian–Carpathian region depicting the geometry of fault patterns and the dynamic background of deformations. The stress trajectories were restored by averaged palaeomagnetic data, and they were projected on a qualitative reconstruction which took into account earlier tectonic reconstructions, like those of BALLA (1984, 1988a, b), TARI (1994) and TARI et al. (1995). The work of BADA (1999) largely contributed to this synthesis, in fact he compiled the database in digital format and solved the presentation of the stress axes. He also prepared finite element computer models for the stress field evolution and emphasised the role of slab rollback, topography, and Adria push which altogether led to the rifting of the Pannonian Basin.

Palaeostress studies between 2000 and 2010

Methodological advances — seismic profiles, maps

Already from the 1990s but mainly during the 2000s seismic reflection data were improved considerably. This development has facilitated a more detailed imaging and thus deeper understanding of the fault pattern, not only

along 2D sections but now in 3D data sets. This technique provides unprecedented tools to image fault patterns, but the question arises if fault kinematics could also be determined. The answer depends on the case. Some aspects of fault kinematics can be deduced from seismic data but not (or rarely) the complete slip vector. The complete fault pattern permits the deduction of the principal stress directions a generalised to the entire study area but stress determination in individual points are not possible. The early studies in this line mostly depicted fault kinematics and fault patterns in sub-basins (e.g. POGÁCSÁS et al. 1989, 1994). For the point of view of palaeostresses a combination of data sets, namely surface fault-slip data and seismic profiles can give good results. The work of TARI (1987, 1988) and of BENKOVICS (1991) already benefitted from this combined approach. Other works, namely WÓRUM (1999) and CSONTOS et al. (2002a, b), also used this combination in the Mecsek area. CSONTOS et al. (2005) suggested fault kinematics from fault patterns derived from seismic data sets. Limited amount of seismic data was also used for the Darnó Line (FODOR et al. 2005). Probably the largest quantitatively balanced subsurface and surface datasets were provided by PETRIK (2016).

The combination of data on the outcrop- and map-scale fault patterns improved the geological maps considerably but, as a reaction, also contributed to the understanding of the stress field evolution. The first of such works were the maps of the Bükk Mts. (CSONTOS 1988) and of the northern Vértes (MAROS 1986, 1988) as I mentioned earlier. The first of such printed map was that of the *Balaton Highland* (BUDAI et al. 1999b) but the large fault-slip dataset of DUDKO (1991) was not presented in detail and only partially embedded in the explanatory booklet (BUDAI et al. 1999a). This slight deficiency was completed in the *northern TR* (DUDKO et al. 2000) and *in the Vértes Hills*, where fully presented fault-slip data were completely taken into account during the compilation of the map itself (FODOR et al. 2008a). The other advancement of these two last maps that they showed with different symbols both the age and kinematics of the faults.

In addition to Cretaceous elements, the map of DUDKO et al. (2000) separated Palaeogene, late Eggenburgian–Sarmatian and late Miocene–Pliocene phases, while the map of FODOR et al. (2008) shows the faults of the same number of Cenozoic phases with slightly different temporal boundaries. DUDKO et al. (2000) defined a great number of faults mostly matching more detailed maps (e.g. BUDAI et al. 2018) although the rectilinear fault traces seem to be a simplification. The dextral character of the Vértessomló–Nagykovácsi and normal slip on NW–SE striking faults are still held valid.

Palaeostress studies in the Alcapa unit

Case studies continued from 1999 to recent years increasing considerably our knowledge on fault pattern and deduced stress fields. In the western–south-western margin of the Pannonian Basin in northern Slovenia FODOR et al. (2002, 2008b) demonstrated E–W to NE–SW extension, both in ductile and brittle deformation styles; these structures formed during the syn-rift phase of the Pannonian Basin (*Figure 1, A*). This phase was overprinted by NE–SW compression and transpression with N–S compression, this latter being the neotectonic deformation.

In the *Bakony Hills* ALBERT (2000) analysed two sets of Mesozoic folds and these data could be transformed to sub-perpendicular contractional directions. KISS (1999, 2009) and KISS et al. (2001) described Miocene extension in the Bakony Mts. and demonstrated the presence of transpressional fault zones around Csesznek and in the northern Bakony as well (KISS & FODOR 2007). SASVÁRI (2003) established 4–6 stress fields in the surroundings of the Telegdi Roth line, although Miocene sinistral character of the fault does not match the view of KISS (1999, 2009). In a revised work SASVÁRI et al. (2007) emphasised Eocene to early Miocene dextral slip of the fault, while the subsequent evolution was similar to other's results. At the same time, PALOTAI et al. (2006a, b) investigated fault pattern and potential kinematics of two important outcrops in the TR, on the Eperkés Hill, the other in the *Pilis Hills*. In both cases they confirmed redeposited blocks of older rocks into Late Jurassic matrix; the triggering faults would be extensional or thrust faults with their preference for the latter solution.

In the Vértes Hills FODOR (2008) prepared an extensive work where 13 Mesozoic to Quaternary brittle deformation phases were presented. The elaborated evolutionary scheme was later used in several works (e.g. FODOR 2010, FODOR et al. 2018), the Cenozoic phases being named D6–D13. The compilation of structural data was based on earlier results (BÍRÓ 2003, FODOR & BÍRÓ 2004, BUDAI et al. 2005, BENKŐ 2005, etc.) and on an early version of digital map with real tectonic data base behind (KÓTA 2001) and embedded in a detailed mapping program (BUDAI et al. 2008, FODOR et al. 2008a).

Parallel to the mapping work in the Vértes Hills, in the neighbouring *Gerecse Hills* the works of SASVÁRI (2008b, 2009a, b) demonstrated a number of brittle structures and also folds, mostly considered as Mesozoic in age. He made a summary of the then available stress data, and this was the first of such detailed compilation for the entire TR (SASVÁRI 2008a). In this work, he reviewed the stress fields stage by stage, thus easy recognition of deformation phases is somewhat hampered by this approach. .

Still in the *Gerecse Hills* BEKE (2010) found several dykes, faults of Middle Eocene age with NNE–SSW to NE–SW tension. The new data, together with revision of earlier measurements, extended some phases of FODOR (2008), particularly D11 transpressional deformation, into the Gerecse. HORÁNYI et al. (2010) determined ESE–WNW Jurassic extension having created small dykes and syn-sedimentary grabens, followed by early Cretaceous tilt in the same direction.

In the *Buda Hills* KORPÁS et al. (2002) and FODOR & MAGYARI (2002) provided additional arguments for syn-sedimentary Eocene and post-sedimentary younger de-

formations (*Figure 1, C*). Interestingly, KORPÁS et al. (2002) did not find the otherwise ubiquitous strike-slip deformation of (late) Oligocene to Eggenburgian age. They suggested that the eastern boundary fault zone of the Gellért Hill was probably active already in the Palaeogene but certainly during several Miocene phases; also supported by observations of PALOTAI et al. (2012) from below the Danube. GÁL et al. (2008) studied WNW-trending chalcedony and NNW-trending barite veins and connected their formation to the late Early Oligocene and to the Middle Miocene stress fields, respectively. In the easternmost outcrop of the TR, in the *Csővár Hills* BENKŐ (2000) and BENKŐ & FODOR (2002) demonstrated N–S Cretaceous contraction (*Figure 1, C*), and several Cenozoic deformation phases, in agreement with earlier measurements of F. BERGERAT and L. CSONTOS (unpublished, incorporated in FODOR et al. 1999).

In the comparative study of palaeomagnetic and stress data carried out in the entire TR MÁRTON & FODOR (2003) defined 4 stress fields, strike-slip faulting before rifting, the main rifting event, and late Badenian to earliest Late Miocene transpression, followed by post-rift extension (*Figure 1, B*). Two of the rotation phases were correlated to the changes between the principal stress axes, like it was suggested in northern Hungary. However, changes in stress axes and correlative rotations were smaller than in north-eastern Hungary.

In north-eastern Hungary, several works concentrated on deformations of Mesozoic rocks. Because the deformation style is mostly ductile, and the deformation mechanism is partly crystalplastic, these studies often dealt with shortening rather than compressional directions. However, because brittle and crystalplastic structures are sometimes mixed and brittle deformation phases were also presented, these works are also mentioned in this compilation (*Figure 1, D*). In the *Bükk Mts.* FORIÁN-SZABÓ (2001) and FORIÁN-SZABÓ & CSONTOS (2002) assumed the south-eastern vergency of the Kis-fennsík nappe due to NW–SE compression. This major phase, and several previous and successive folding phases could happen in the Cretaceous. KOROKNAI (2004) dealt with the Cretaceous ductile structures of the Uppony and Szendrő Hills and could determine shortening directions and northern vergency. NÉMETH & MÁDAI (2003, 2004) and NÉMETH (2005) also focused on ductile (mostly crystalplastic) deformation of the *Bükk Mts*. and determined the temperature condition of folding. However, NÉMETH (2005) reported brittle faults belonging to several Cenozoic phases. In the eastern part of the Bükk Mts., and in a small southern Bükk area NÉMETH (2006, 2007, respectively) described one pre-Late Eocene N–S shortening, and three to four younger stress fields. While two of these stress fields correlate with those reported by MÁRTON & FODOR (1995), the latest field, related to the uplift of the mountains, differs significantly from those reported from the surrounding basin area with its compressional or strike-slip type.

In the *Aggtelek Hills* HIPS (2001) followed the earlier work of CSONTOS & HIPS (1997), analysed the considerably folded Lower Triassic rocks and suggested three shortening phases with NW–SE, N–S and NE–SW shortening directions (*Figure 1, D*).

Based on previously unpublished data of BERGERAT, CSONTOS and FODOR (1988–1991), FODOR et al. (2005) reconstructed the stress field evolution of *the Darnó Zone*. The established 3 phases, and the intervening two rotations are similar to those having been suggested by MÁRTON & FODOR (1995). FODOR et al. (2005) was not able to decide if a forth stress field, a NW–SE compression was a Cenozoic or older phase; this problem has been clarified by ORAVECZ et al. (2018).

More to the north, in the *Rudabánya Hills* few works led to similar results within or in the vicinity of the *northern segment of the Darnó Zone* (*Figure 1, D*). ZELENKA et al. (2005) connected the formation of an anhydrite dome to strike-slip opening, compression and then transpression during the Early Miocene; although the time constraints for the suggested phases are not the best. The last event, the post-early Badenian ESE–WNW extension was confirmed by FODOR & KOROKNAI (2003) in few outcrops of the northernmost tip of the zone, partly based on displaced Pannonian sediments.

In the *Aggtelek Hills* HIPS (2001), following the earlier work of CSONTOS & HIPS (1997), analysed the considerably folded Lower Triassic rocks and suggested three shortening phases with NW–SE, N–S and NE–SW shortening directions (*Figure 1, D*).

In the Tokaj Mts. BODOR (2011) documented detailed stress field evolution within the middle Miocene and early Late Miocene. The established clockwise change in the stress axes is at odds with the already stable stress directions in other parts of the Pannonian Basin. A local young block rotation near the middle to Late Miocene boundary explains one of the CW changes in principal stress directions. In fact, such young block rotation has been documented both in the Hungarian and Slovak side of the area (MÁRTON & PÉCSKAY 1995, ORLICKY 1995). These results followed older measurements of BERGERAT & FODOR (1988) and GYÖRFI (1994–1995) with preliminary interpretation of BADA (1995) which remained unpublished but incorporated in FODOR et al. (1999). The established phases can be reconciled with numerous earlier studies of the Tokaj Mts., which mostly observed the direction of magmatic dykes, volcanotectonic lines, and faults, all in roughly NW–SE, N–S and NE–SW orientation (MOLNÁR & ZELENKA 1995; ZELENKA & HORVÁTH 2009). SASVÁRI & KONDELA (2009) observed a number of striated faults along mineralised veins and reconstructed at least two stress fields, an ENE–WSW extension and a transtensional field with SE–NW extension. Extensive K–Ar data sets constraint the volcanism and mineralisation between ca. 15 and 9.5 Ma (PÉCSKAY & Molnár 2002), but the combined interpretation of dyke orientation, volcano-tectonic features and fault-slip data is still to be done in the future.

Summary for the Alcapa unit

Most of these works contributed to the *fourth summary* of palaeostress data although this summary was not complete and not extended to areas located south of the Mid-Hungarian Zone (*Figure 1, A*). In my unpublished theses

(Fodor 2010) I described the thirteen post-Triassic phases, already shown in Fodor (2008), using an approach which combined most of the mentioned methods. I strengthened the idea of Miocene clockwise change of maximal horizontal stress axes, and the vertical-axis rotation as the cause of such apparent change. I also elaborated more detailed chronology of the phases (8 of Cenozoic) using tilt test, seismic and other geophysical data, preliminary information from deformation bands, etc. It turned out that during some phases (e.g. D10–D11) the stress field was markedly different in the western and north-eastern part of the Pannonian Basin, north-west from the MHZ.

Studies after 2010

Methodological advances — mineral veins, tilt test, AMS, deformation bands

The complexity of the fault-slip and palaeostress analysis as a method expanded during the last decade. Mapping, tilt test, usage of seismic data, study of deformation bands, precise dating of deformed magmatic rocks, all contributed to elaborate a more detailed brittle structural evolution than achieved by previous works.

One of the possible expansion of the fault-slip analyses could involve the study of mineral veins and their fluid inclusions. In the *central TR (Velence Hills)* Benkó et al. (2008, 2014a, b) used fluid inclusion planes to derive the direction of fault acting during inclusion formation; fluctuating extension in NW–SE to NE–SW were deciphered from such data (*Figure 1, B*) and Triassic age was suggested from K–Ar geochronological data. Győri et al. (2014) combined petrographic, isotope and fault-slip data to determine Campanian(?) and Eocene ages of red calcite veins of NNE–SSW and NW–SE striking sets occurring across the *entire TR (Figure 1, B)*. The first group of calcites was already interpreted as reflecting a local tensional stress field during Senonian compression by Kercsmár (2004).

Tilt test was progressively recognized as an important tool in the relative and absolute chronological determinations of fault sets. One of the pioneer works in the Pannonian Basin was that of Kiss et al. (2001), and later this became part of the routine analysis. Probably the most detailed elaboration was by Fodor (2008) in the Vértes, Fodor et al. (2005) in the Darnó zone, Petrik et al. (2014, 2016) and Petrik (2016) in the southern Bükk foreland. Fracture sets formed before the tilt of a given formation should form in an early phase of deformation. When the tilting is Cretaceous, like in the TR, the pre-tilt fractures are older than the main folding phase of the range (latest Aptian to early Albian). In this way, Triassic faults were recognised in the Keszthely Hills (Héja 2015, Héja et al. 2018).

The combination of fault-slip and palaeomagnetic data made also a progress integrating anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data. Sipos-Benkő et al. (2014) used AMS data to infer early stage deformation and compare AMS and stress axes *within the TR*. AMS axes shows good correlation with one of the earliest stress axes, thus it has been proved to be successful measure for deformation in sediments. This Pannonian results confirm the validity of this application described in other Mediterranean areas (Cifelli et al. 2005). Sipos et al. (2018) went further and, with the help of a new approach (Sipos 2013), established the connection of Miocene AMS and stress axes in the western–southwestern margin of the Pannonian Basin in northern Slovenia. In this study the tilt test was routinely applied for both the AMS and fault-slip data and only pre-tilt data were compared.

During the last decade the importance of deformation bands (DBs) were progressively recognised in the brittle structural analysis (Fossen et al. 2007) and the same happened also in Hungary (Beke & Fodor 2014, Apró et al. 2014). These strain-localisation structures are important, because they register, with unprecedented details, the evolution of the fracture system. It is mainly due to the fact that, although macroscopically similar, different DBs can be separated using thin sections because their formation mechanism changes irreversibly during the burial of host sediments.

Palaeostress studies in the Alcapa unit

Within the TR, examples of complex fault-slip analysis, combined with subsurface or surface mapping are from the *Bakony and Keszthely Hills* (Csicsek 2015, Csicsek & Fodor 2016; Héja 2015, 2019). These works demonstrated the heterogeneous compressional directions during the Cretaceous orogeny, but also revealed multistage shortening and few Cenozoic stress fields (*Figure 1, B*). Data on Cretaceous deformation slightly modified the pioneer work of Tari (1994) and Tari & Horváth (2010) who described in detail the Cretaceous deformation of the TR.

In the Gerecse Hills, Fodor et al. (2018) summarised available structural data for the area and gave detailed structural evolution; separating spatially and temporally changing stress fields in the Cretaceous (mostly in accordance with Sasvári 2008b, 2009b); such variable Cretaceous deformation is unique for the TR. The data of Szives et al. (2018) presented only briefly these Cretaceous phases but clarified by biostratigraphy the temporal extent of the first and second ones. On the other hand, Cenozoic evolution of the Gerecse outlined by Fodor et al. (2018) is broadly similar to that of the Vértes Hills (Fodor 2008) (*Figure 1, B*). Based on the combination of mapping and fault-slip data they changed the age classification of certain faults from Cenozoic to Mesozoic (compare Fodor et al. 2018 and Bada et al. 1996).

In the Dorog Basin Bereczky (2011) determined 7 stress fields, two of them were Cretaceous in age and fit to the evolution of the nearby Gerecse Hills (*Figure 1, B*). The two Palaeogene stress fields show similarities to those of the Gerecse and Buda Hills, while the mid-Miocene is interpreted as strike-slip deformation, which is at odds to results from the surroundings.

In the Visegrád Hills the combination of Danube river seismic data, geological and geophysical maps revealed important tensional, locally transtensional deformation

(OLÁH et al. 2014); σ_3 was in roughly in NE–SW direction (*Figure 1, C*). Normal faults could be connected to E–W dextral faults, one having been exposed temporally below the Danube (BENCZE et al. 1991).

The stress fields of SIPOS-BENKŐ et al. (2014), derived from the *entire TR*, were basically similar to those found by earlier studies (MÁRTON & FODOR 2003, FODOR 2008). The notable exceptions were the Late Miocene stress fields they assumed a change in minimal stress direction from E–W to NW–SE being coeval with a counterclockwise rotation event (*Figure 1, C*). This model needs additional data.

In *northern Hungary*, several works described in detail the evolution of stress fields and map-scale fault patterns. These works were not independent from each other, and mutually used common time constraints or stress directions. PETRIK et al. (2014, 2016) refined the stress evolution in the *southern Bükk foreland and southern Darnó Zone (Figure 1, D)*. Stress axes are close to the ones of FODOR (2010) but, with the help of new radiometric ages of volcanoclastic rocks (LUKÁCS et al. 2015, 2018), the age of rotations, and the boundaries of correlative phases have been shifted toward younger ages. PETRIK (2016) went even further in separating 11 phases from the Eocene to present. Although the number of phases, their separation can be discussed, this is the most detailed stress field evolution suggested in the Pannonian Basin. In this work, the time spans of rotations were slightly shifted again toward younger ages. More to the south, in the Polgár Basin PETRIK et al. (2019) found evidence for a change in the stress field, from strike-slip to extensional character, based on structures and magmatic features analysed on seismic 3D data sets.

Concerning the deformation bands, in recent works conducted in *north-eastern Hungary* BEKE (2016) and BEKE et al. (2019) were able to demonstrate that only 100–200 m of burial leads to change in mechanism, and 500 to 1000 m of burial corresponds to another change in mechanism. While the former burial depth could occur during only several ka to maximum 2–3 Ma, the study of DBs permits a temporal resolution previously unobtainable. In the latest work BEKE et al. (2019) suggested 10 phases from 27 Ma to present based on a combination of observations (*Figure 1, C*). The separation of D2 from D5 phase was possible by tilt test, the repetition of ESE–WNW tension, both characterising D6 and D9 phases, needed relative chronological criteria, and the separation of phases D4 and D5 is necessary if rotation event is incorporated in the story *(Figure 1, D*). With a new technique ALBERT et al. (2018) analysed in detail the complete fracture system of the Tar quarry and found the same extensional deformation like other studies in the region (BENKOVICS 1991, BEKE et al. 2019).

The last palaeostress analyses in *north-eastern Hungary* were concentrated on Mesozoic deformations, thus their contribution was more significant to Mesozoic than to Cenozoic stress field evolution. In the *southern Bükk Mts*., in the quarry of Bükkzsérc ORAVECZ (2016) recognised Jurassic normal faults and associated slump folds having formed by SE–NW extension (*Figure 1, D*). After correction of the block rotations, this deformation can be reconciled with the Jurassic palaeogeographic position of the Bükk in the Neotethyan framework (ORAVECZ et al. 2017). The established post-Jurassic stress fields show similarities to those observed by NÉMETH (2006, 2007) partly in the same quarry; these are the N–S compression, ENE–WSW (or E–W) compression. In the *south-western Bükk Mts*. SCHERMAN (2018) and FIALOWSKI (2018) used the tilt test to verify pre-tilt WNW–ESE to NW–SE shortening. This direction should be close to the regional compression, which could characterise the nappe emplacement (SCHERMAN et al. 2018). ORAVECZ et al. (2018) concentrated to the Nekézseny fault *at the boundary of the Bükk and Uppony Mts*. The authors verified the NW–SE compression which resulted in folding and even overturning of the Senonian strata; the arguments favour latest Cretaceous timing of deformation. In fact, this is the fourth stress field of FODOR et al. (2005) which was poorly constrained at that time. The subsequent Cenozoic events follow the general stress field evolution of the northern Pannonian Basin.

In the Rudabánya Hills, post-early Badenian ESE–WNW extension was confirmed by several studies, partly based on deformed Pannonian strata located in very small grabens (DEÁK-KÖVÉR 2012, HORVÁTH et al. 2012). These studies also suggested the compressional–transpressional stress regime for the Early Miocene phase of the Darnó Zone.

Finally, in the latest work ORAVECZ (2019) demonstrated Triassic salt structures *in the Aggtelek Hills* which were reactivated by ~NW–SE compression during the Cretaceous orogeny and were affected by few poorly dated Cenozoic phases (*Figure 1, D*). This result changes the interpretation of folds, having been considered only as contractional features (GRILL 1989, CSONTOS & HIPS 1997). Also the demonstration of salt structures and their reactivation seem to explain the long-time observed "young-on-older type" fault contacts previously interpreted simply as thrusts (HIPS 2001, FODOR et al. 2006).

Palaeostress studies within or near the Periadriatic and Mid-Hungarian Fault Zones

South from the rigid part of the Alcapa unit, the wide, strongly deformed Mid-Hungarian Shear Zone (MHZ) has no outcrop within Hungary. However, the Periadriatic Fault zone, equivalent to the northern branch of the MHZ is exposed in northern Slovenia. FODOR et al. (1998) verified the recurring dextral slip along and near the Slovenian Periadriatic Fault zone; the compressional or strike-slip regime was only interrupted with a short period of E–W transtension during the Karpatian (17.5–16 Ma) (*Figure 1, A*). The deformation comprised clockwise and counterclockwise block rotations, probably during two time slices. The post-Miocene dextral slip of the Šoštanj Fault (southern branch of the Periadriatic Fault zone) was verified by VRABEC (1999) and VRABEC et al. (1999); syn-tectonic fill of the Pliocene Velenje Basin provided a good time constraint.

Further to the east, along the transition of the Periadriatic and Balaton faults in Slovenia MÁRTON et al. (2002) de-

monstrated the post-Miocene (neotectonic) compression and CCW rotation; these events are similar to ones observed west and east of this area (Fodor et al. 1998, Tomljenović et al. 2001). The neotectonic compression was preceded by NNE–SSW tension related to the Miocene opening of this part of the Pannonian Basin (*Figure 1, A*).

The southern–south-western part of the Pannonian Basin around the Medvednica and Ivanščica Mts. is one of the most complex area where the structural evolution shows connections to all the Periadriatic Fault, the Mid-Hungarian Shear Zone, the Dinarides and to the Tisza–Dacia unit. In this area Tomljenović & Csontos (2001) demonstrated a complex Neogene structural evolution using stress field data and seismic reflection profiles (*Figure 1, E*). This evolution was marked by alteration of compressive and extensive phases and terminated by latest Miocene to recent folding (inversion of this part of the Pannonian Basin). In their later work Tomljenović et al. (2008) characterised the Oligocene–Early Miocene stress field and demonstrated a 130° clockwise rotation, which distorted pre-Oligocene structures from their original Dinaridic orientation. Two post-Oligocene counterclockwise rotations complicate the stress field evolution.

The Hungarian part of the MHZ was analysed by seismic reflection profiles; in such an approach, the stress axes were only approximatively inferred from the map pattern of faults. In this line, Skorady (2010) verified the dextral, Olgiocene to early Miocene (pre-Karpatian) kinematics of the northern fault branch of the MHZ, associated to thrusts and folds more to the north. She also observed the syn-rift extension and neotectonic compression.

More to the north-east, Csontos et al. (2005) estimated Early to Mid-Miocene NW–SE compression and late Miocene to Quaternary(?) transtension along the middle part of the Mid-Hungarian Shear Zone, south of the Lake Balaton. This study completed earlier works of Balla et al. (1987) and Csontos & Nagymarosy (1998) about the shear zone but added map representation of fault kinematics and estimated stress axes.

In a small area south from the Lake Balaton Várkonyi (2012) found 4 phases and he estimated the stress axes from the fault patterns. Pre-Karpatian dextral slip, Sarmatian–early Pannonian compression and reactivated neotectonic strike-slip faulting are similar to other studies. The direction of roughly N–S Karpatian–Badenian transtension seems to be a new feature but supported by the seismic data. The neotectonic strike-slip faulting was confirmed by Visnovitz et al. (2015) and extended below the Lake Balaton. Törő et al. (2012) extended the observation of pre-rift dextral strike-slip faulting, and the early Late Miocene strike-slip type deformation, but they did not provide map or stress axes.

Although Ruszkiczay-Rüdiger (2007) and Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2007) mostly studied the neotectonic, post-4 Ma deformation of the Tóalmás segment of the MHZ, they recognised pre-rift compression, the early and late syn-rift phases (18–14 and 14–11.6 Ma) and the early Late Miocene sinistral slip of the fault zone. The study of seismic sections demonstrated NNW–SSE compression *within a larger area near the Tóalmás Fault* (Palotai & Csontos 2010, Palotai 2013). The fold-and-thrust belt started to form during the Kiscellian and lasted to the end of Early Miocene (*Figure 1, A*). Inversion of late Sarmatian to earliest Pannonian in age, and sinistral transtension of early Pannonian age were also demonstrated along the Tóalmás Fault.

In the north-eastern end of the MHZ, at the Alcapa–Tisza junction, below the north-easternmost corner of the Pannonian Basin, Ciulavu et al. (2002) demonstrated positive flower structures along the major boundary fault zones of the two units. They suggested post-Miocene deformation and NE–SW compression. Slightly to the east, in the Maramures area Tischler et al. (2007) extended the data base of Györfi et al. (1999, see below). They confirmed the importance of NW–SE and NE–SW compression and transpression, already found by Györfi et al. (1999), which were responsible for the Alcapa thrusting onto Dacia and sinistral displacement of the Bogdan Voda–Dragos Voda fault system, respectively (compare *Figure 1, A* and *E*). Their precise timing was supported by fission track and sedimentological data.

Palaeostress studies in the Tisza–Dacia unit

South from the Mid-Hungarian Shear Zone, in the *Tisza–Dacia unit* the outcrops are not very extended in the Hungarian part. However, fault-slip and palaeostress studies were intensive in this unit, partly along the south-eastern margin of the Pannonian Basin and partly in the Mecsek–Villány area (*Figure 1, E*).

The first data in the Mecsek–Villány Mts. (Bergerat & Csontos 1988) and the re-evaluation of field data (Csontos & Bergerat 1993) emphasised the importance of strike-slip faults, and suggested 3 strike-slip phases and the reoccurrence of one of them during the Pliocene. Tari (1993) also contributed to the fault kinematic analysis recognising left-lateral transtensional to transpressional deformation through Early to Late Miocene in the *northern imbricate zone of the Mecsek*.

Györfi (1993) and Györfi & Csontos (1994) established NE–SW tension in the grabens of the *Apuseni Mts*., *at the south-eastern margin of the Pannonian Basin*. Later Györfi et al. (1999) described one compressional and two strike-slip type deformation phases in the boundary zone of the Tisza–Dacia and Alcapa units, the second phase was attributed to the thrusting of Alcapa onto the Tisza–Dacia unit.

In the Mecsek and Villány Mts. Benkovics (1997) elaborated in detail the structural evolution. He found three Permo–Mesozoic phases, including late Cretaceous NW–SE compression (Benkovics et al. 1997). For the Cenozoic, he documented six phases, partly transtensional with NW–SE σ_3, partly strike-slip (N–S σ_1, during 16–13 Ma) and established the latest Miocene to Quaternary shortening and inversion of both the Mecsek and Villány Mts. from ca. 7.5 Ma. He also incorporated the clockwise block rotation at the end of Early Miocene and also a differential rotation between the Northern Imbricate Zone and other units.

All these studies were incorporated in the third palaeostress summary, which already taken account the different rotation pattern of the Tisza–Dacia with respect to the Alcapa unit (*Figure 1, A*).

After this synthesis CSONTOS et al. (2002a, b) improved the understanding of the evolution of the stress field, by describing varying transpressional, strike-slip phases, interrupted by clockwise rotation, late Miocene tension to transtension, and latest Miocene to recent (neotectonic) transpression in the entire *Mecsek–Villány area* (*Figure 1, E*).

In the *Villány Hills* PETRIK (2009) determined 6 stress fields. While data were registered on Mesozoic rocks, timing seems to be questionable and the stress axes are different from the results of others. Along the southern margin of the *Mecsek Mts*. SEBE & DEZSŐ (2008) and SEBE & KONRÁD (2009) documented stress data from few sites, indicating thrusting during latest Sarmatian and the late(?) Pannonian. KONRÁD & SEBE (2010) extended the stress database and demonstrated dozens of outcrops with small-scale structures. Using this dataset they characterised the young deformations along the main fault zones of the Mecsek Mts.

Extensive data set has been accumulated during the research of the potential nuclear waste depository site south of the Mecsek Mts., *in the Mórágy Hills*. Despite the extremely large dataset and detailed interpretation (see summary of BALLA et al. 2009), conclusions regarding the palaeostress fields are less abundant. As part of this extensive study MAROS et al. (2004) documented two Palaeozoic, three Mesozoic and five Cenozoic stress fields. After late Cretaceous NW–SE tension, the Early and Middle Miocene were characterised by transpressional stress fields, while their connected faults were passively rotated in clockwise direction.

In the *Mecsek Mts.* few additional stress data were published after 2010. KOVÁCS et al. (2018) determined Pannonian syn-sedimentary strike-slip deformation and post-sedimentary transpression (*Figure 1, E*). In the Mórágy area, combination of structural and sedimentological data suggest that syn-sedimentary faulting by ~N–S compression and perpendicular tension controlled the sedimentation between 8–6.5 Ma, and this phase was followed by folding in the same stress field (BUDAI et al. 2019).

Discussion

Some concluding remarks on the stress field evolution

This summary demonstrates that our idea on the stress field evolution comprises more and more deformation phases. I think that this is real, the Cenozoic stress field evolution in NE Hungary was at least as complex as the models of FODOR (2010), PETRIK et al. (2014), PETRIK (2016) and BEKE et al. (2019) (see on *Figure 1*), although new data may modify the number of phases and their timing. The presently suggested structural evolution means a temporally frequently changing fault pattern, particularly in the Miocene, during the formation (rifting) of the Pannonian Basin. It is also clear that spatial differences in the maximal horizontal stress axes were fundamental during certain phases within the Pannonian Basin; such regionally varying stress fields imply coherently varying fault patterns and eventually fault kinematics, too. A simple, idealistic fault pattern with identical orientations and kinematics across the entire basin was certainly not the case during most of the rifting events. This complexity in the stress field and fault pattern evolution was suggested earlier (e.g. FODOR et al. 1999) and has supported by more recent studies.

Problems and possible solutions

At the end of this overview I mention some of the problems of palaeostress determination and fault-slip analysis in general. These concerns raised during the research in the Pannonian Basin, but the international publications contain even wider spectrum of problems (e.g. SPERNER & ZWEIGEL 2010).

A) During fault-slip analysis most of us do not like to "loose" even a single fracture. Thus we may "over-interpret" the few fractures remaining after phase separation and they seems to form a "new" stress field. It is equally true for striated faults, the last 4–5 faults which do not fit to any formerly separated phases may fit to a new stress field, albeit with large misfit values. Sophisticated phase separation can also lead to "apparent phases" when only the mathematical misfit criteria are taken into account, and the geometrical connection of fractures is not considered. Joints are difficult to interpret and needs care, because their origin is not necessarily due to crustal stress (but to cooling, slope failure, dewatering etc.). Orthogonal sets of joints could also form at the same time, and not subsequently; at least such solution was suggested for cases when σ_3 and σ_2 are very close to each other and permutation of axes was possible (ANGELIER & BERGERAT 1983, TIBALDI 1992, ACOCELLA & FUNICIELLO 2006). All these pitfalls may lead to overestimate the number of stress fields (phases) in a given area.

B) During the last decade we demonstrated that very similar or even identical stress axes and related fault pattern did occur in two or more temporally separated phases during the Mesozoic–Cenozoic structural evolution. When tilt test can be applied (dip is larger than ca. 10–15°) the separation of the two temporally separated, but similarly oriented phases is possible. *Figure 2* shows 4 examples of such cases. NW–SE compression characterised both the *Bakony and Vértes Hills* during the Cretaceous (early Albian) contraction (D3a phase of FODOR 2008, 2010), while a very similar compression reoccurred during the late Oligocene to early Miocene (D7 and D8 phases of the same works). NE–SW tensional stress field was characteristic during several phases, namely during Triassic (HÉJA et al. 2018) and Jurassic extension, late Cretaceous (Senonian) extension (KISS 2009), and during the main syn-rift phase of the Pannonian Basin (FODOR et al. 1999). *Figure 2* shows that similar stress fields occurred during the

late Oligocene to earliest Miocene in the Bükk foreland (Petrik et al. 2014, 2016; Petrik 2016) prior to or during the first tilting event which pre-dated the main syn-rift phase. This means that a NW–SE striking fault in Triassic rock could be active in 4 or 5 phases with normal kinematics providing that it was not tilted much during any of the deformation phases. N–S compression could also be active during several phases, starting from the Cretaceous (Bada et al. 1996), during the syn-rift phase and also during the neotectonic deformation. In the Miocene (Karpatian) sediments of the Pohorje Mts., tilt test demonstrated the reoccurrence of this stress field during and after the Miocene (*Figure 2*) (Fodor et al. 2008b).

C) We would need independent time constraints to classify the fracture sets of each studied outcrops; a requirement generally not fulfilled. The "general solution" is the classification of separately determined stress states with similarly oriented axes into a common phase. Such "directional classification" will inevitably lead to a stress field with parallel principal axes in each observations points ("homogenous stress field" in a slightly unprecise jargon), and a stress determination, whose axial direction is different from the dominant one will be separated into a different phase. In this simple way, any directional variability of the stress field across a basin can hardly be demonstrated.

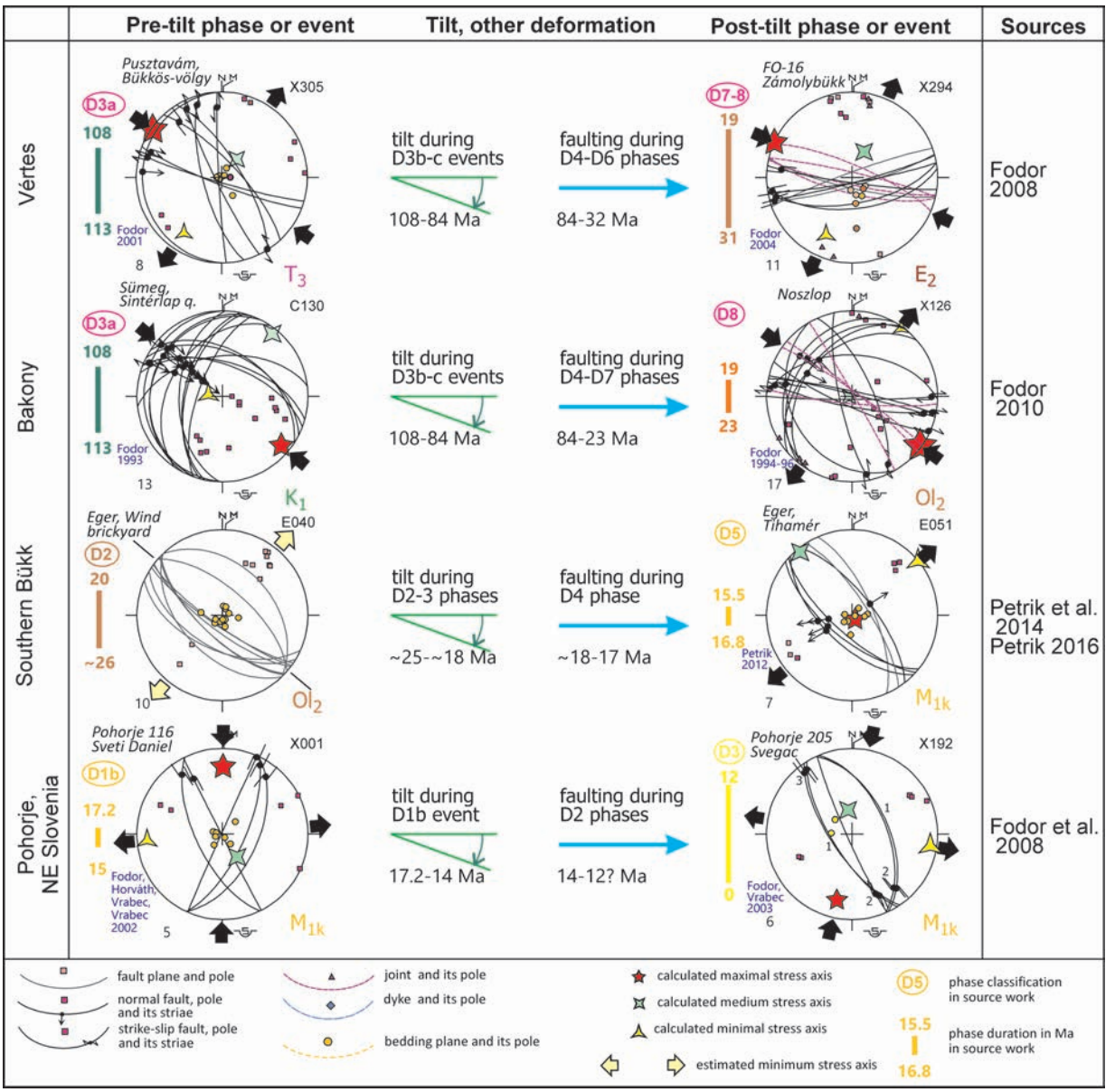


Figure 2. Demonstration of repetition of the same stress regime during the tectonic evolution. Tilt test clearly shows the reoccurrence of the principal stress axes of a pre-tilt phase during a younger post-tilt phase. Note time spans of pre- and post-tilt phases and the tilt itself; they vary in each cases C, X, E in upper right hand corner indicate compressional, strike-slip and tensional stress regime

2. ábra. *A szerkezetfejlődés során ismétlődő feszültségmezők kimutatása. A billentésteszt egyértelműen kimutatja a kibillenés előtti idősebb feszültségtengelyeknek egy fiatalabb, kibillenés utáni fázisban való újbóli megjelenését. A jobb felső sarokban a C, X, E jelek a kompressziós, eltolódásos és tenziós feszültségrezsimet jelzik*

To illustrate the problem of "homogenous" versus "heterogeneous" stress field (with parallel or variable principal stress directions, respectively), *Figure 3* shows a case study from the *southern TR*. In his early work, HÉJA (2015) determined three compressional stress states, with maximal stress axes at ~E–W, NW–SE and NE–SW, and classified them into two or three different deformation phases from Cretaceous to early Cenozoic (D3, D4, and D3 or D6, respectively). In his revised version (HÉJA 2019), all different stress states belong to the same Cretaceous deformation phase which had a strongly variable maximal stress direction. The variability of the principal stress directions is due to inherited Triassic structures which buttressed the deformation and resulted in contractional–compressional structures, expressed both by folds and faults, whose orientation changed from place to place. This interpretation seems to be more realistic because takes into account the effect of older structures inherited for the Cretaceous shortening phase.

The problem of stress axes classification cannot overcome easily, only if we can improve the time constraints by different methods. Most commonly, one can search for relative chronological data of different fracture sets (and derived stress states), carry out tilt test, which establish relative chronology with respect to a temporally constrained tilting event, execute mineral vein investigation, and check the relationship of fractures to deformation bands and/or to burial and diagenetic history. Absolute dating of calcite fibres or dominoes related to fault slip would be the ultimate solution but this method is still not easily accessible although several works validated the method (e.g. NURIEL et al. 2012, ROBERTS & WALKER 2016).

D) *Figure 1, A–D* shows a frequent and important changes in stress axes; however, the fault pattern of outcrop-scale does not seem to be reflected in the pattern of major faults figured on available basin-scale maps. The solution for this problem is equivocal; (1) we over-interpreted the outcrop-scale fracture pattern, and some of the suggested phases have very localised extension and are just due to local effects (stress perturbation, more complex relationship between stress and fractures including non-independent slip on connected faults, etc.), (2) reactivation by oblique-slip or strike-slip of pre-existing major faults; the number of map-scale faults will not increase, but on outcrop-scale small new faults favourably oriented to new stress axes could form.

E) For long time, the problem of rotation and changes in stress field seemed to be solved (MÁRTON & FODOR 1995, 2003) while suggesting coeval rotations and changes of stress axes mostly due to rotations. However, as more data have been collected by both palaeomagnetic and fault-slip techniques, new problems emerged. These are the post-Middle Miocene rotations within the Transdanubian Range, indicated by palaeomagnetic data (MÁRTON et al. 2006). Such a rotation could be reflected in stress data, but for Late Miocene, they have poor temporal constraints (SIPOS-BENKŐ et al. 2014) and it is not clear if differences in stress axes are due to local variations or to the rotation. In addition, map-scale structures do not reflect any Late Miocene deformation which would be suitable to accommodate larger than 20° rotations; thus these rotations should be local but even such map-scale structures are still missing. The other problem is that new palaeomagnetic data and precise absolute ages of the Bükkalja Miocene volcanic levels clearly show mismatch; rotation seems to be present even in the Harsány horizon (MÁRTON et al. 2007) which was dated as the youngest one on surface (14.358±0.015 Ma, LUKÁCS et al. 2018), while other sites showing no rotation seem to be older (14.88±0.014 Ma, Demjén ignimbrite). Complex and comparative studies, surface and subsurface mapping, and deeper understanding of the processes (magnetisation, deformation, crystallisation versus eruption) will be necessary in the future.

F) One of the ultimate goals for outcrop-scale fault-slip analyses was the understanding of fault kinematics of large structures, like the Darnó, Mecsekalja, Balaton or Mid-Hungarian Shear Zones. Because most of these fault zones are covered by young sediments, kinematic determination would only be possible if we could project surface kinematic or stress data to the faults, which needs the supposition of a homogenous stress field, and a mechanically uniform Pannonian Basin. We know that this is not the case, and the structural evolution of the basin has been governed by the inheritance of major discontinuities, like the mentioned fault zones. Near these structures specific stress conditions should be present, like, for example, the closely perpendicular compression along the strike-slip San Andreas Fault (ZOBACK et al. 1987). The kinematics of these major faults are governed by large-scale plate tectonic processes, and the fault zones could play the role of transfer faults accommodating differential extension or contraction; such scenario was postulated by TARI et al. (1992), CSONTOS & NAGYMAROSY (1998) for the Miocene. The solution is easy to be outlined but more difficult to provide; we need detailed kinematic analyses of the major fault zones by all available data, mostly by modern 3D seismic data (like the works of PALOTAI & CSONTOS 2010, PETRIK et al. 2019), analogue and computer modelling of the role of fault inheritance on kinematics, stress, and rotation (like the work of BALÁZS et al. 2017).

Future perspectives

We can put the question if the era of fault-slip and palaeostress analysis has been terminated or not? Looking to the poor structural geological imaging of our country, the answer is definitely no. Every new observation contributed to imaging the fault network, and will continue to do so. Such studies will describe fault kinematics, stress fields and their evolution; still a large part of the country (both in outcropping and covered areas) has not been surveyed yet in detail. However, isolated fault-slip analysis will not be enough. Integration of surface structural data with seismic profiles, particularly with modern 3D data sets, boreholes

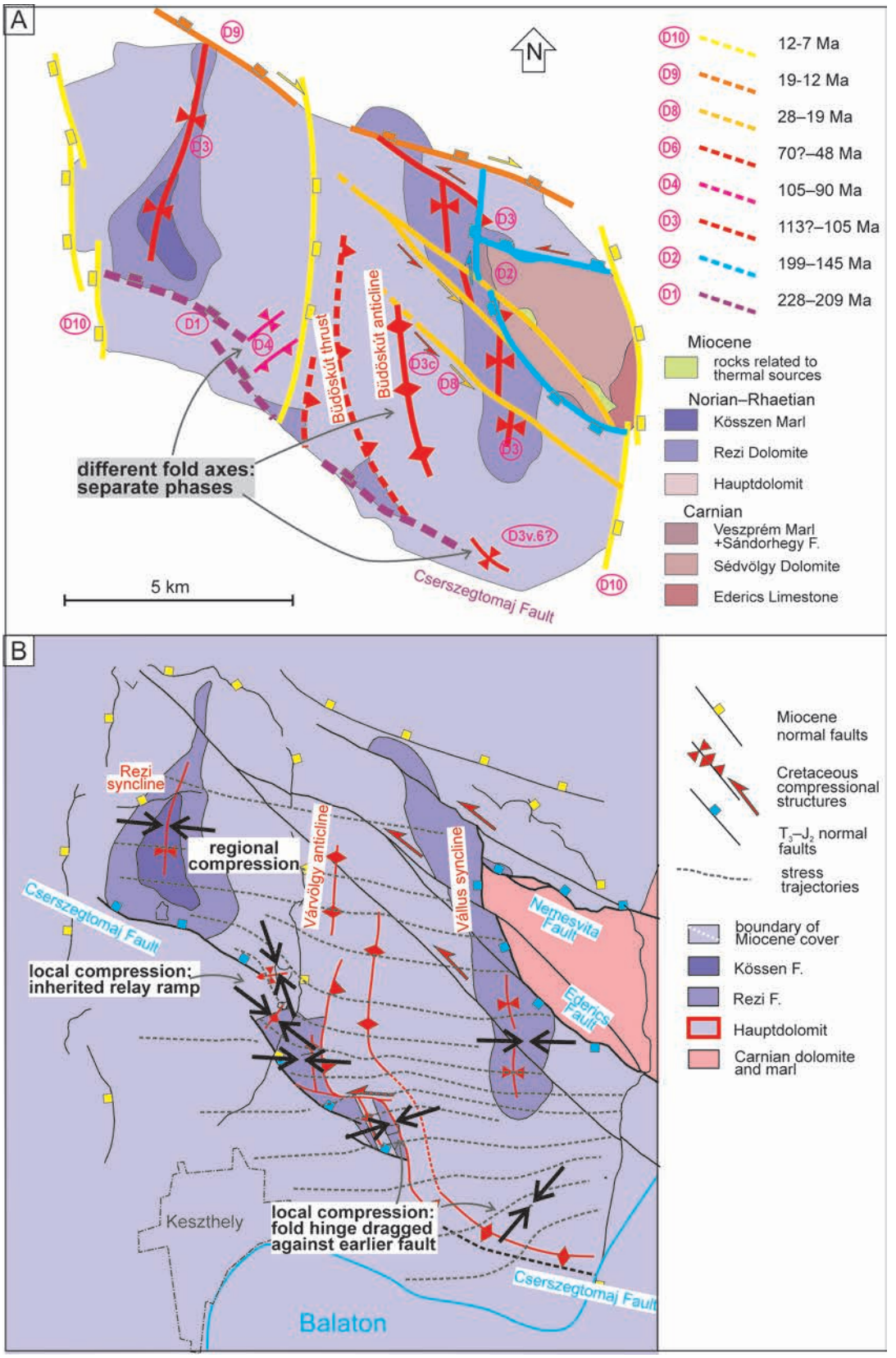


Figure 3. Comparison of classification of individual stress determinations. A) Separation into directionally homogenous stress fields (Héja 2015, modified). B) All contractional deformation are grouped within one phase with highly heterogeneous stress fields (after Héja 2019, modified). Note curved stress trajectories near buttressing inherited normal faults

3. ábra. *Az egyedi feszültség-meghatározások csoportosításainak összehasonlítása. A) Az irány szerint homogén feszültségmezőbe való sorolás Héja (2015) munkája alapján, módosítva. B) Minden rövidüléses–kompressziós deformáció egy fázisba való sorolása igen heterogén feszültségmezőhöz vezet (Héja 2019, módosítva). A feszültség-trajektóriák az átöröklött normálvetők hatása miatt ívelődnek*

and diverse geophysical data should be the basis of future analyses. All this should lead to map or 3D visualisation of the brittle structural framework. In this line, new techniques, like the usage of Remotely Piloted Aircraft combined with 3D photogrammetric model, will help understanding the 3D fracture geometry (TÖRÖK et al. 2018, ALBERT et al. 2018). If combined with kinematic analysis these methods will help palaeostress estimations, too.

The analysis of deformation bands will serve further detailed understanding of fracture evolution because we will be able to date such fractures with good precision. In addition, rheological evolution of the deforming media will be followed, and, as probably most importantly, fluid flow evolution along these fractures will be described. The presently ongoing structural diagenetic research will connect deformation, burial, diagenesis, and fluid flow (SZŐCS et al. 2018). This topic leads already to a major challenge, to understanding the role of fractures in fluid flow, basin-wide and locally. From the "fluid side" several results are embedded in publications (HAVRIL et al. 2016, 2018) and in divers applied researches like those conducted at geothermal fields and reconstruction of fracture network; its connection to fluid flow and mineralisation is under way in several parts of the Pannonian Basin (DABI et al. 2013, BAUER & M. TÓTH 2017, M. TÓTH 2018). Although this is not strictly the topic of fault-slip analysis, but potentially, this will be the field where hydrogeology, hydrocarbon geology and brittle structural geology would (should) meet. Studies in this respect have been published (e.g., SZABÓ et al. 2016, GARAGULY et al. 2018) and future efforts will follow.

Acknowledgement

First of all I express, surely in the name of the Hungarian structural geologist community, our thanks to Françoise BERGERAT (Paris), who introduced us in the palaeostress studies, both in the field and in laboratories. Without her fundamental contribution and patient guidance, our work would not have been possible or would have been retarded for years. Several colleagues, MSc and PhD students contributed to the field measurements and laboratory analyses. As I mentioned in the Introduction, Frank HORVÁTH was really the person who catalysed and supported the earlier studies.

The research direction for palaeostress determination and fault-slip analyses was supported by a large number of scientific research grants. The present paper is a contribution to research supported by the NKFIH OTKA grant 113013 led by L. FODOR. Comments of the four reviewers largely contributed to the improvement of the text, and their remarks were mutually complementary. László CSONTOS suggested rearrangement of the text and Figure 1, which was mostly accepted in the new version. Norbert NÉMETH criticised and corrected some of the concepts and some structural terms and he drew my attention to several publications. Attila PETRIK suggested better formulation of sentences and thoroughly checked the reference list and the missing items. An anonymous reviewer observed mistakes which avoided the eyes of the others. I profoundly acknowledge all these helps.

References — Irodalom

ACOCELLA, V. & FUNICIELLO, R. 2006: Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism. — *Tectonics* **25,** TC2003, 24 p. https://doi.org/10.1029/2005TC001845

ÁDÁM A., FODOR L., SZAFIÁN P. & MURÁTI J. 2001: Szerkezeti vonalak, tektonikai blokkok határainak pontosítása geofizikai és geológiai módszerekkel. — In: ÁDÁM A. & MESKÓ A. (eds): *A földtudományok és a földtani folyamatok kockázati tényezői.* Akadémiai Kiadó, 45–71.

ALBERT, G. 2000: Az Északi-Bakony gyűrődései. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. General and Historical Geology, 89 p.

ALBERT, G., MÉSZÁROS, J. & SZENTPÉTERY, K. 2018: Structural analysis of a Miocene ignimbrite quarry (Tar, Hungary) based on 3D photogrammetric model. — *Poster presented at EGU meeting, 2018.*

ALEXANDROVSKI, P. 1985: Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. — *Journal of Structural Geology* **7,** 73–82. https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90116-6

ALMÁSI I. 1993: A Gánt környéki bauxitterület szerkezetföldtani vizsgálata. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 94 p.

ANDERSON, E. M. 1905: The dynamics of faulting. — *Transactions of the Edinburgh Geological Society* **8,** 387–402.

ANDERSON, E. M. 1951: *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain.* — Oliver & Boyd, Edinburgh, 2nd edition, 206 p.

ANGELIER, J. 1979a: Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. — *Tectonophysics* **56,** 17–26. https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90081-7

ANGELIER, J. 1979b: *Néotectonique de l'Arc Egéen.* — Société géologique du Nord, Publ. 3, 418 p.

ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. — *Journal of Geophysical Research* **89, B7**, 5835–5848. https://doi.org/10.1029/ jb089ib07p05835

ANGELIER, J. 1990: Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress, III. A new rapid direct inversion method by analytical means. — *Geophysical Journal International* **103,** 363–373. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1990.tb01777.x

ANGELIER, J. & BERGERAT, F. 1983: Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. — *Bulletin Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* **7/1,** 137–147.

Angelier, J. & Manoussis, S. 1980: Classification automatique et distinction des phases superposée en tectonique de failles. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **290,** série D, 651–654.

Angelier, J. & Mechler, P. 1977: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. — *Bulletin de la Société Géologique de France*, sér. 7, **19/6,** 1309–1318. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.s7-xix.6.1309

Angelier, J., Barrier, E. & Chu, H.T. 1986: Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt: the foothills of Taiwan. — *Tectonophysics* **125,** 161–178. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90012-0

Apró M., Schubert F. & Varga A. 2014: A kompakciós és deformációs szalagok jelentősége homokkövekben a pannóniai Szolnoki Homokkő Formáció példáján. — In: Pál-Molnár E. & Harangi Sz. (szerk.): *Kőzettani folyamatok a földköpenytől a felszínig: 5.* Kőzettani és geokémiai vándorgyűlés Budapest, Magyarország: MTA-ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, SZTE ÁGKT Vulcano Kutatócsoport, p. 8

Bada, G. 1994: Evolution of the paleostress field in the Gerecse Hills and their southern and southeastern vicinity. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 147 p. (in Hungarian).

Bada, G. 1999: Cenozoic stress field evolution in the Pannonian basin and surrounding orogens: inferences from kinematic indicators and finite element modelling. — *Ph.D. Thesis,* Vrije University Amsterdam, 204 p.

Bada, G., Fodor, L., Székely, B. & Timár, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mts. N. Hungary. — *Tectonophysics* **255,** 269–290. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00141-7

Balásházy, L. 1977: Részletes tektonikai vizsgálatok az Észak-Vértes és Déli-Gerecse területén és a szerkezeti elemek vízföldtani kapcsolata. — *PhD. thesis,* Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology. (in Hungarian)

Balázs, A., Burov, E., Matenco, L., Vogt, K., Francois, T. & Cloetingh, S. 2017: Symmetry during the syn- and post-rift evolution of extensional back-arc basins: the role of inherited orogenic structures. — *Earth and Planetary Science Letters* **462,** 86–98. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.015

Balkay B. 1960: Mikrotektonikai megfigyelések a Bükk-hegység északi részén. — *Földtani Közlöny* **90/1,** 120–124.

Balla, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* **30/4,** 313–353.

Balla, Z. 1988a: Late Eocene tectonic pattern of the Carpatho-Pannonian region and its bearing on the Mesozoic reconstructions of Tethys. — *Földtani Közlöny* **118**, 11–26.

Balla, Z. 1988b: On the Origin of the structural pattern of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2,** 53–63.

Balla, Z. & Dudko, A. 1989: Large-scale Tertiary strike-slip displacements recorded in the structure of the Transdanubian Range. — *Geophysical Transactions* **35**, 3–64.

Balla, Z. & Dudko, A. 1990: Folded Oligocene beds in Budapest. — *Acta Geologica Hungarica* **33,** 31–42.

Balla, Z. & Dudko, A. 1996: Törések pannóniai képződményekben. — *Földtani Közlöny* **126,** 209–262.

Balla, Z., Dudko, A. & Redler-Tátrai, M. 1987: Young tectonics of Mid-Transdanubia based on geological and geophysical data. — *Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute, 1986,* 74–94. (in Hungarian)

Balla, Z., Császár, G., Gulácsi, Z., Gyalog, L., Kaiser, M., Király, E., Koloszár, L., Koroknai, B., Magyari, Á., Maros, Gy., Marsi, I., Molnár, P., Rotárné Szalkai, Á. & Tóth, Gy. 2009: *Geology of the north-eastern part of the Mórágy Block. — Regional Map-series of Hungary, Explanatory Notes to the geological map-series of the north-eastern part of the Mórágy Block (1:10 000).* ISBN 978-963-671-267-9

Bauer, M. & M. Tóth, T. 2017: Characterization and DFN modelling of the fracture network in a Mesozoic karst reservoir: Gomba oilfield, Paleogene Basin, Central Hungary. — *Journal of Petroleum Geology* **40/3,** 319–334. https://doi.org/10.1111/jpg.12678

Beke B. 2010: Eocén korú töréses deformációk vizsgálata a Gerecsében. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Regional Geology, 115 p.

Beke B. K. 2016: Role of deformation bands in structural evolution of Cenozoic porous sediments in NE Hungary. — *PhD thesis*, MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, 148 p. (in Hungarian with English abstract)

Beke B. & Fodor L. 2014: Deformációs szalagok porózus kőzetekben. — *Földtani Közlöny* **144/3,** 255–274.

Beke B., Fodor, L., Millar, L. & Petrik, A. 2019: Deformation band formation as a function of progressive burial: Depth calibration and mechanism change in the Pannonian Basin (Hungary). — *Marine and Petroleum Geology* **105,** 1–16. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.006

Bencze, G., Császár, G., Darida-Tichy, M., Dudko, A., Gálos, M., Gangl, G., Kertész, P., Korpás, L. & Zier, C. 1991: Geologische und ingenieurgeologische Beschreibung der Donaustufe Nagymaros. — In: Lobitzer, H. & Császár, G. (editors), *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn* **1,** 385–400.

Benkovics L. 1991: A Zagyva-árokban végzett mikrotektonikai vizsgálatok és szeizmikus szelvényekkel való kapcsolata. — *MSc Thesis*, Eötvös University, Dept. General and Historical Geology, 95 p.

Benkovics, L. 1997: Étude structurale et géodinamique des Monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). — *PhD. Thesis*, Université des Sciences et Technologies de Lille, France, 230 p. (No: 2080)

Benkovics, L., Mansy, J-L., Csontos, L. & Bergerat, F. 1997: Folding in the roadcut of Abaliget (Mecsek Mts.). — *Acta Geologica Hungarica* **40/4,** 425–440.

Benkovics, L., Obert, D., Bergerat, F., Mansy, J-L. & Dubois, M. 1999: Brittle tectonics and major dextral strike-slip zone in the Buda karst (Budapest, Hungary). — *Geodinamica Acta* **12,** 3–4, 201–211. https://doi.org/10.1080/09853111.1999.11105343

Benkó Zs., Molnár F. & Lespinasse, M. 2008: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: Módszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidummobilizációs folyamataira. — *Földtani Közlöny* **138/3,** 229–246.

Benkó, Zs., Molnár, F., Lespinasse, M., Billström, K., Pécskay, Z. & Németh, T. 2014a: Triassic fluid mobilization and epigenetic lead-zinc sulphide mineralization in the Transdanubian Shear Zone (Pannonian Basin, Hungary). — *Geologica Carpathica* **65/3,** 177–194. https://doi.org/10.2478/geoca-2014-0012

BENKÓ, ZS., MOLNÁR, F., LESPINASSE, M. & VÁCZI, T. 2014b: Evidence for exhumation of a granite intrusion in a regional extensional stress regime based on coupled microstructural and fluid inclusion plane studies e An example from the Velence Mts., Hungary. — *Journal of Structural Geology* **65,** 44–58. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.04.001

BENKŐ K. 2000: Csővár környékének szerkezetföldtana. — *Szakdolgozat,* ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék.

BENKŐ K. 2005: A Móri-árok DK-i részének harmadkori szerkezetföldtani és paleomágneses vizsgálata. — *Abstract kötet, XXXVI. Ifjú Szakemberek Ankétja, MGE–MFT kiadvány, Budapest,* 27–28.

BENKŐ, K. & FODOR, L. 2002: Structural geology near Csővár, Hungary. — *Földtani Közlöny* **132,** 223–246. (in Hungarian with English abstract)

BERECZKY L. 2011 : Terepi szerkezetföldtani vizsgálatok a Dorogi-medence területéről. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. General and Applied Geology, 93 p.

BERGERAT, F. 1988 : Evolution des mécanismes d'extension dans le bassin pannonien. — *Geodinamica Acta* **2/2,** 89–98. https://doi.org/10.1080/09853111.1988.11105159

BERGERAT, F. 1989: From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **157,** 271–280. https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90144-3

BERGERAT, F. & CSONTOS, L. 1987: Présence de microfailles hydroplastiques de compaction dans les lignites miocénes et pliocénes des massifs de Mátra et du Bükk (Hongrie): Interprétation dans le contexte extensif du Bassin Pannonien. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **305,** 791–796.

BERGERAT, F. & CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleostress field in the Mecsek and Villány Mts. (Hungary): Correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31,** 81–100.

BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & KÁZMÉR, M. 1983a: Une tectonique synsédimentaire originale du Miocène moyen des environs de Budapest, marqueur de l'extension du Bassin Pannonien. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* **296**, 1275–1278.

BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1983b: From pull-apart to the rifting process: the formation of the Pannonian Basin. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris **296,** ser. II, 1555–1558.

BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1984a: Etude de la fracturation dans le Bassin Pannonien: Méchanismes et étapes de sa création. — *Annales de la Société Géologique du Nord* **103,** 265–272.

BERGERAT, F., GEYSSANT, J. & LEPVRIER, C. 1984b: Neotectonic outline of the Intra-Carpathian basins in Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **27,** 237–251.

BÍRÓ I. 2003: A Vértessomlói-törésvonal szerkezetföldtani vizsgálata a vértesi Mária-szurdok környékén. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Regional Geology, 73 p.

BODOR B. 2011: A Hernád-árok szerkezetföldtani vizsgálata. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Regional Geology, 99 p.

BOKOR GY. 1939: A Budai-hegység nyugati peremének földtani viszonyai. — *Földtani Közlöny* **69,** 219–259.

BOTT, M. H. P. 1959: The mechanism of oblique slip faulting. — *Geological Magazine* **96,** 109–117. https://doi.org/10.1017/s0016756800059987

BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J. 1990: Tectonic map of Hungary, 1: 500 000. — Hungarian Geological Institute, Budapest.

BREZSNYÁNSZKI, K. & SÍKHEGYI, F. 1987: Neotectonic interpretation of Hungarian lineaments in the light of satelite imagery. — *Journal of Geodynamics* **8,** 193–203. https://doi.org/10.1016/0264-3707(87)90037-8

BUDAI, S., SEBE, K., NAGY, G., MAGYAR, I., SZTANÓ, O. 2019: Interplay of sediment supply and lake-level changes on the margin of an intrabasinal basement high in the Late Miocene Lake Pannon (Mecsek Mts., Hungary). — *International Journal of Earth Sciences* **108/6,** 2001–2019. https://doi.org/10.1007/s00531-019-01745-3

BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS GY. 1999a: 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., DUDKO, A. & KOLOSZÁR, L. 1999b: Geological map of the Balaton Highland, 1:50 000. — Geological Institute of Hungary, Budapest.

BUDAI, T., FODOR, L., CSILLAG, G. & PIROS, O. 2005: Stratigraphy and structure of the southeastern part of the Vértes Mountain (Transdanubian Range, Hungary). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2004,* 189–203.

BUDAI, T., CSÁSZÁR, G., CSILLAG, G., FODOR, L., GÁL, N., KERCSMÁR, ZS., KORDOS, L., PÁLFALVI, S. & SELMECZI, I. 2008: *Geology of the Vértes Hills. Explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills (1:50 000).* — Geological Institute of Hungary, Budapest, 368 p.

BUDAI, T., FODOR, L., KERCSMÁR, ZS., LANTOS, Z., CSILLAG, G. & SELMECZI, I. 2018: *Geological map of the Gerecse Mountains 1:50 000.* — Mining the Geological Survey of Hungary, Budapest. ISBN 978-963-671-315-7

CAREY, E. & BRUNIER, B. 1974: Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémantaire appliqué à l'étude d'une population de failles. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, série D, **279**, 891–894.

CIFELLI, F., MATTEI, M., CHADIMA, M., HIRT, A.M., HANSEN, A. 2005: The origin of the tectonic lineation in extensional basins: combined neutron texture and magnetic analysis on 'undeformed' clays. — *Earth and Planetary Science Letters* **235,** 62–78. https://doi.org/10.1016/ j.epsl.2005.02.042

CIULAVU, D., DINU, C. & CLOETINGH, S. A. P. L. 2002: Late Cenozoic tectonic evolution of the Transylvanian basin and northeastern part of the Pannonian basin (Romania): Constraints from seismic profiling and numerical modelling. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3,** 105–120. https://doi.org/10.5194/smsps-3-105-2002

CSICSEK, L. Á. 2015: A Veszprémi-fennsík Kádárta és Öskü közötti területének szerkezeti elemzése, különös tekintettel a kréta korú rátolódások vizsgálatára. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. Physical and Applied Geology & MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, 114 p.

CSICSEK L. Á. & FODOR L. 2016: Imbrication of Middle Triassic rocks near Öskü [Bakony Hills, Western Hungary). — *Földtani Közlöny* **146/4,** 355–370.

CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes, le massif du Bükk (Nord-est de la Hongrie), (stratigraphie, structures, métamorphisme et géodinamique). — *PhD. thesis,* University Lille Flandres-Artois, N° 250, 327 p.

Csontos, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. — *Acta Vulcanologica* **7,** 1–13.

Csontos, L. 1999: Structural outline of the Bükk Mts. (N Hungary). — *Földtani Közlöny* **129/4,** 611–653. (in Hungarian with English abstract)

Csontos, L. & Bergerat, F. 1993: Reevaluation of the Neogene brittle tectonics of the Mecsek–Villány area (SW Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **29,** 3–12.

Csontos, L. & Hips, K. 1997: Structural evolution of the NE part of Hungary. — *Przegląad Geologiczny* **45,** 1069–1070.

Csontos, L. & Nagymarosy, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion. —*Tectonophysics* **297,** 51–72. https://doi.org/10.1016/s0040-1951(98)00163-2

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L. 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho–Pannonian area during the Neogene. — *Tectonophysics* **199,** 73–91. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90119-d

Csontos, L., Nagymarosy A., Horváth, F. & Kováč, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* **208,** 221–241. https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90346-8

Csontos, L., Benkovics, L., Bergerat, F., Mansy, J-L. & Wórum, G. 2002a: Tertiary deformation history from seismic sections study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **357,** 81–102. https://doi.org/10.1016/s0040-1951(02)00363-3

Csontos, L., Márton, E., Wórum, G. & Benkovics, L. 2002b: Geodynamics of SW-Pannonian inselbergs (Mecsek–Villány Mts, SW Hungary): Inferences from a complex structural analysis. — In: Cloetingh, S. A. P. L., Horváth, F., Bada, G. & Lankreier, A. C. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3,** 227–246. https://doi.org/10.5194/smsps-3-227-2002

Csontos, L., Magyari, Á., VanVliet-Lanoë, B. & Musitz, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (part II): evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410,** 63–80. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.049

Dabi, G., Bajnóczi, B., Schubert, F. & M. Tóth, T. 2013: The origin and role of a calcite-filled microcrack generation in a metamorphic crystalline complex: The characterization of a fossilised seismic permeability system. — *Tectonophysics* **608,** 792–803. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.039

Deák-Kövér, Sz. 2012: Structure, metamorphism, geochronology and deformation history of Mesozoic formations in the central Rudabánya Hills. — *PhD thesis*, Eötvös University, Budapest, 152 p.

Detzky-Lőrincz, K., Horváth, F. & Detzky, G. 2002: Neotectonics and its relation to the Mid-Hungarian Mobile Belt. — In: Cloetingh, S. A. P. L., Horváth, F., Bada, G. & Lankreier, A. C. (eds): Neotectonics and surface processes: the Pannonian basin and Alpine/Carpathian system. — *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* **3,** 247–266. https://doi.org/10.5194/smsps-3-247-2002

Delvaux, D. & Sperner, B. 2003: New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. — In: Nieuwland, D. A. (ed.): New Insights into Structural Interpretation and Modelling. — *Geological Society, London, Special Publications* **212,** 75–100. 0305-8719/03/$15 https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2003.212.01.06

Dudko, A. 1991: Structural elements of the Balaton Highland. — *Manuscript,* Excursion Guide, Geological Institute of Hungary, 60 p. (in Hungarian)

Dudko, A., Bencze, G. & Selmeci, I. 1992: The tectonic origin of Miocene basins on the south-western edge of the Transdanubian Central Range. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1990,* 107–124.

Dudko, A. (ed.), Pistotnik, J., Elečko, M., Vass, D., Hók, J., Vozár, J., Nagy, A. & Šefara, J. 2000: Tectonic Map. — In: Császár, G. (ed.): Danube Region Environmental Geology Programme, DANREG, Explanatory Notes. — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* **124/4,** 493–504.

Fialowski, M. 2018: Deformation and kinematics of the Mónosbél nappe, Bátor area, SW Bükk. — *MSc Thesis,* MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, & Eötvös University Dept. Physical and Applied Geology, 82 p.

Fodor, L. 1991: Evolution tectonique et paléo-champs de contrainte oligocène à quaternaire dans la zone de transition des Alpes Orientales-Carpathes Occidentales: Formation et développement des bassins de Vienne et Nord-Pannoniens. — *Thèse de Doctorat (PhD. thesis),* Université P. et M. Curie, Paris, 215 p.

Fodor, L. 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the Eastern Alpine-Western Carpathian junction. — *Tectonophysics* **242,** 151–182. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00158-6

Fodor, L. 2007: Segment linkage and stress field in transtensional strike-slip fault array: Field examples from the Pannonian Basin. — In: Cunningham, D. & Mann, P. (eds): *Tectonics of Strike-slip Restraining and Releasing Bends*. Geological Society, London, Special Publications **290,** 417–431. https://doi.org/10.1144/sp290.16

Fodor, L. 2008: Structural geology. In: Budai, T. & Fodor, L. (eds): *Geology of the Vértes Hills. Explanatory book to the Geological Map of the Vértes Hills 1:50 000.* — Geological Institute of Hungary, 145–202, 282–300.

Fodor, L. 2010: Mesozoic-Cenozoic stress fields and fault patterns in the northwestern part of the Pannonian Basin — methodology and structural analysis. — *Doctoral work of the Hungarian Academy of Sciences,* 129 p., 7 appendices. (in Hungarian)

Fodor, L. & Bíró, I. 2004: Eocene abrasional rocky shore along the Cretaceous Vértessomló thrust (Szarvas-kút, Vértes Hills, Hungary). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, *2002,* 153–162. (in Hungarian with English abstract)

Fodor, L. & Csontos, L. 1998: Structural geological research in Hungary: a review. — *Földtani Közlöny* **128,** 123–143. (in Hungarian with English abstract)

Fodor, L. & Koroknai, B. 2003: Multiphase folding on the Nagy-kő, Hidvégardó (Torna Unit, NE Hungary). — *Annual Report Geological Institute of Hungary*, *2000–2001,* 133–141. (in Hungarian with English summary)

Fodor, L. & Magyari, Á. 2002: Late Eocene – Miocene structural evolution and sedimentation on the Sas Hill, Budapest, Hungary. — *Földtani Közlöny* **132,** 247–264. (in Hungarian with English abstract)

Fodor, L. & Marko, F. 1990: Miocene Strike-slip Faulting and Block Rotation in Brezovské Pohorie Mts. (Northwest Carpathians). — *Abstracts of the 9th Meeting of R.C.M.N.S.,* Barcelona, p. 149.

Fodor, L., Marko, F. & Nemčok, M. 1990: Evolution microtectonique et paléo-champs de contraintes du Bassin de Vienne. — *Geodinamica Acta* **4,** 147–158. https://doi.org/10.1080/09853111.1990.11105207

Fodor, L., Magyari, A., Kázmér, M. & Fogarasi, A. 1992: Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary). Record of Late Eocene continental escape of the Bakony Unit. — *Geologische Rundschau* **81,** 695–716. https://doi.org/10.1007/bf01791386

Fodor L., Magyari Á., Fogarasi A. & Palotás K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. — *Földtani Közlöny* **124,** 129–305. (in Hungarian with extended English abstract)

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. *Geological Society, London, Special Publications* **156,** 295–334. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.15

Fodor, L., Jelen, B., Márton, E., Rifelj, H., Kraljić, M., Kevrić, R., Márton, P., Koroknai, B. & Báldi-Beke, M. 2002: Miocene to Quaternary deformation, stratigraphy and paleogeography in Northeastern Slovenia and Southwestern Hungary. — *Geologija* **45,** 103–114. https://doi.org/10.5474/geologija.2002.009

Fodor, L., Radócz, Gy., Sztanó, O., Koroknai, B., Csontos, L. & Harangi, Sz. 2005: Post-Conference Excursion: Tectonics, sedimentation and magmatism along the Darnó Zone. — *Geolines* **19,** 142–162.

Fodor L., Hips, K., Kovács, S., Péró, Cs., Piros, O., Simon, H. & Velledits, F. 2006: Evolution of the Aggtelek platform in the Anisian–Ladinian. Fieldtrip in Aggtelek 19/10/2006–22/10/2006. — *Manuscript,* Geol. Inst. Hung. & Hung. Academy of Sciences, 47 p.

Fodor, L., Csillag, G., Lantos, Z., Budai, T., Kercsmár, Zs. & Selmeczi, I. 2008a: *Geological Map of the Vértes Hills, 1:50 000.* — Geological Institute of Hungary, Budapest.

Fodor, L. I., Gerdes, A., Dunkl, I., Koroknai, B., Pécskay, Z., Trajanova, M., Horváth, P., Vrabec, M., Jelen, B., Balogh, K. & Frisch, W. 2008b: Miocene emplacement and rapid cooling of the Pohorje pluton at the Alpine–Pannonian–Dinaric junction: a geochronological and structural study. — *Swiss Journal of Earth Sciences* **101, Supplement 1**, 255–271. https://doi.org/10.1007/s00015-008-1286-9

Fodor L., Kercsmár Zs., Kövér Sz. 2018: Structure and deformation phases of the Gerecse. — In: Budai T. (ed): *Geology of the Gerecse Mountains*. Mining and Geological Survey of Hungary, 169–208, 370–386. ISBN 978-963-671-312-6.

Forián-Szabó M. 2001: A Bükk hegységi Kis-fennsík földtani Vizsgálata. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept., General and Historical Geology, 68 p.

Forián-Szabó, M. & Csontos, L. 2002: Tectonic structure of the Kis-fennsík area (Bükk Mts., NE Hungary). — *Geologica Carpathica* **53/4,** 223–234.

Fossen, H., Schultz, R., Shipton, Z. & Mair, K. 2007: Deformation bands in sandstone – a review. — *J. Geological Society London* **164,** 755–769. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-036

Fülöp J. (szerk.) 1990: *Magyarország szerkezetföldtani térképe 1:500 000.* — Geological Institute of Hungary.

Gál, B., Poros, Zs. & Molnár, F. 2008: A Hárshegyi Homokkő Formáció hidrotermális kifejlődései és azok kapcsolatai regionális földtani eseményekhez. — *Földtani Közlöny* **138/1,** 49–60.

Garaguly, I., Varga, A., Raucsik, B., Schubert, F., Czuppon, Gy. & Frei, R. 2018: Pervasive early diagenetic dolomitization, subsequent hydrothermal alteration, and late stage hydrocarbon accumulation in a Middle Triassic carbonate sequence (Szeged Basin, SE Hungary). — *Marine and Petroleum Geology* **98,** 270–290. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.024

Gerner P. 1990: Szerkezetföldtani ábrázolások és szerkesztések számítógépen. — *Általános Földtani Szemle* **25,** 192–213.

Grill, J. 1989: Structural evolution of the Aggtelek-Rudabánya Mts. NE Hungary. — *Annual Report of the Hungarian Geology Institute, 1987,* 411–432. (in Hungarian with English abstract)

Gyalog, L. 1992: Data from structural geology of Várgesztes. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1990,* 69–74. (in Hungarian)

Györfi, I. 1993: Structural evolution of the Neogene basins of SE Hungary and the Apuseni Mts. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. General and Historical Geology.

Györfi, I. & Csontos, L. 1994. Structural evolution of SE Hungary and Neogene basins of the Apuseni Mountains (Romania). — *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology* **75, Supplement 1,** 19–20.

Györfi, I., Csontos, L. & Nagymarosy, A. 1999: Early Tertiary structural evolution of the border zone between the Pannonian and Transylvanian basins. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. — *Geological Society, London, Special Publications* **156,** 251–267. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.13

Győri, O., Orbán, R., Mindszenty, A., Fodor L., Poros, Zs., Erőss, A., Benkó, Zs. & Molnár, F. 2014: Origin of the enigmatic red calcite of the Transdanubian Range, Hungary — The representative of a paleo-karstwater system below a bauxitic unconformity. — *Geofluids* **14/4,** 459–480. https://doi.org/10.1111/gfl.12088

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L. & Konrád Gy. 2010: *Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000.* — Geological Institute of Hungary.

Havril, T., Molson, J.W. & Szőnyi, J. 2016: Evolution of fluid flow and heat distribution over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences — A numerical investigation based on the Buda Thermal Karst analogue. — *Marine and Petrolum Geology* **78,** 738–749. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.10.001

Héja G. 2015: A Keszthelyi-hegység és nyugati előterének szerkezetfejlődése, különös tekintettel a kréta deformációkra. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. Physical and Applied Geology and MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, 118 p.

Héja, G. 2019: Mesozoic deformations of the western part of the Transdanubian Range. — *PhD. thesis*, Eötvös University, Dept. Physical and Applied Geology.

Héja, G., Kövér, Sz., Németh, A., Csillag, G. & Fodor, L. 2018: Evidences for pre-orogenic passive-margin extension in a Cretaceous fold-and-thrust belt on the basis of combined seismic and field data, (western Transdanubian Range, Hungary). — *International Journal of Earth Sciences* **107/8,** 2955–2973. https://doi.org/10.1007/s00531-018-1637-3, Online ISSN: 1437-3262

Hips, K. 2001: The structural setting of the Lower Triassic formations in the Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geologic mapping. — *Geologica Carpathica* **52/5,** 287–299.

Horányi, A., Takács, Á. & Fodor, L. 2010: Sedimentological and structural geologic observations at the eastern slope of the Gorba High („Gyökér ravine", Western Gerecse Mts., Hungary). — *Földtani Közlöny* **140/3,** 223–234. (in Hungarian with English abstract)

Horváth, B., Fodor, L. & Kövér, Sz. 2012: Complex thrust sytem and structural evolution in the Henc Valley, Szőlősardó, Rudabánya Hills. — *Földtani Közlöny* **142/4,** 321–338. (in Hungarian with English abstract)

Horváth, F. 1990: Structural evolution of the Pannonian basin: A progress report. — *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* **25/3–4,** 243–255.

Horváth, F. 1995: Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. — *Marine and Petroleum Geology* **12/8,** 837–844. https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98851-u

Horváth, F. & Rumpler, J. 1984: The Pannonian basement: extension and subsidence of an alpine orogene. — *Acta Geologica Hungarica* **27,** 229–235.

Horváth, F. & Tari, G. 1999: IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. — 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,** 195–213. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.11

Horváth, F. Musitz, B., Balázs, A.,Végh, A. Uhrin, A. Nádor, A. Koroknai, B., Pap, N., Tóth, T. & Wórum, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **53,** 328–352. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009

Jaskó, S. 1988: The Neogene block structure of the Central Hungarian Range. — *Földtani Közlöny* **118,** 325–332.

Jaskó, S. 1989: A Darnó vonal környékének felső-miocén tektonikája. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1987,* 395–409.

Jiříček, R. 1979: Tectonic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. — In: Mahel, M. (ed): *Tectonic profiles through the West Carpathians.* Geologícky Ústav Dionyza Stúra, Bratislava, 205–214.

Kercsmár, Zs. 1995: Paleoenvironmental reconstruction and tectonosedimentological investigation of the eastern margin of the Tatabánya basin. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Paleontology, 120 p. (in Hungarian)

Kercsmár Zs. 2004: A tatabányai vöröskalcittelérek szerkezetföldtani jelentősége. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2002,* 163–174. (in Hungarian)

Kercsmár Zs. A Tatabányai-medence földtani felépítésének és fejlődéstörténetének újabb kutatási eredményei tektono-szedimentológiai és üledékföldtani vizsgálatok alapján. — *PhD thesis*, Eötvös University, Dept. Paleontology, 175 p. (in Hungarian)

Kercsmár, Zs. & Fodor, L. 2005: Syn-sedimentary deformations in the Eocene Tatabánya basin, central Hungary. — *Geolines* **19,** 60–61.

Kernstockova, M. & Melichar, R. 2009: Numerical paleostress analysis – the limits of automation. — *Trabajos de Geología* **29,** 399–403.

Kiss A. 1999: A Porvai-medence szerkezetalakulása. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 90 p. (in Hungarian)

Kiss A. 2009: Az Északi-Bakony szerkezetalakulása. — *PhD thesis*, Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 120 p. (in Hungarian)

Kiss, A. & Fodor, L. I. 2007: The Csesznek Zone in the northern Bakony Mts: a newly recognised transpressional element in dextral faults of the Transdanubian Range, western Hungary. — *Geologica Carpathica* **58/5,** 465–475.

Kiss, A., Gellért, B. & Fodor, L. 2001: Structural history of the Porva Basin in the Northern Bakony Mts. (Western Hungary): Implications for the Mesozoic and Tertiary tectonic evolution of the Transdanubian Range and Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* **52,** 183–190.

Konrád, Gy. & Sebe, K. 2010: New details of young tectonic phenomena in the Western Mecsek Mts and their surroundings. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 135–162. (in Hungarian with English abstract)

Koroknai B. 2004: Tektonometamorf fejlődés az Upponyi- és Szendrői-paleozoikumban. — *PhD thesis,* ELTE Földtudományi Doktori Iskola, Földtan-Geofizika Doktori Program, 239 p.

Korpás, L., Fodor, L., Magyari, Á., Dénes, Gy. & Oravecz, J. 2002: Geology, karst system and Structural evolution of the Gellért Hill, Budapest, Hungary. — *Karszt és Barlang* **1998–1999/I–II**, 57–93. (in Hungarian with English abstract)

Kovács, Á., Sebe, K., Magyar, I., Szurominé Korecz, A. & Kovács, E. 2018: Upper Miocene sedimentation and tectonics in the Northern Imbricate Zone (Eastern Mecsek Mts, SW Hungary). — *Földtani Közlöny* **148/4,** 327–340. (in Hungarian with English abstract) https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2018.148.4.327

Kóta E. 2001: A Vértes-hegység DNy-i előterének szerkezetföldtani újraértékelése, a térinformatika alkalmazásával. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 70 p.

Kun-Jáger E., Varga B. & Bajnóczi B. 1996: A Héreg-Tarjáni-medence szerkezete. — *Student work (TDK),* Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 52 p.

Lantos, Z. 1995: Gerecsei alsójúra szedimentológiai vizsgálata. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 136 p. (in Hungarian)

Lantos, Z. 1997: Sediments of a Liassic carbonate slope controlled by strike-slip fault activity (Gerecse Hills, Hungary). — *Földtani Közlöny* **127/3–4,** 291–320.

Lantos Z. 2004: Liász neptuni telérek és átülepített medenceüledékek nyomában. Karbonát-szedimentológiai esettanulmányok. — *PhD thesis*, Eötvös University, Dept. Applied and Environmental Geology, 159 p. (in Hungarian with English abstract)

Lukács, R., Harangi, Sz., Bachmann, O., Guillong, M., Danišík, M., Buret, Y., von Quadt, A., Dunkl, I., Fodor, L., Sliwinski, J., Soós, I. & Szepesi, J. 2015: Zircon geochronology and geochemistry to constrain the youngest eruption events and magma evolution of the Mid-Miocene ignimbrite flare-up in the Pannonian basin, eastern-central Europe. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **170,** 52, 26 p. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1206-8

Lukács, R., Harangi, Sz., Guillong, M., Bachmann, O., Fodor, L., Buret, Y., Dunkl, I., Sliwinski, J., von Quadt, A., Peytcheva, I. & Zimmerer, M. 2018: Early to Mid-Miocene syn-extensional massive silicic volcanism in the Pannonian Basin (East-Central Europe): eruption chronology, correlation potential and geodynamic implications. — *Earth Science Reviews* **179,** 1–19. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.005

Maerten, L. 2000: Variation in slip on intersecting normal faults: implications for paleostress inversion. — *Journal of Geophysical Research* **105,** 25553–25565. https://doi.org/10.1029/2000jb900264

Magyari, Á. 1991: Relations between Late Eocene tectonics and sedimentation in the Budaörs Hills. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. General and Historical Geology, 66 p. (in Hungarian)

Magyari Á. 1994: Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi hegyekben. — *Földtani Közlöny* **124,** 155–173. (in Hungarian with English abstract)

Magyari, Á. 1996: Eocene syn-sedimentary tectonic features and their effect on sedimentation in the Buda Hills, Hungary. — *PhD thesis*, Eötvös University, Dept. General and Historical Geology, 289 p. (in Hungarian)

Magyari, Á. 1998: Törökugrató Hill: Late Eocene positive flower structure on the southwestern part of the Buda Mountains, Budapest. — *Földtani Közlöny* **124/4,** 555–572. (in Hungarian with English abstract)

Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Sutovská, K. 1990: Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation). — *Mineralia Slovaca* **22,** 399–410.

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in the Brezovské pohorie Mts., Western Carpathians. — *Mineralia Slovaca* **23,** 189–200.

Marko, F., Plašienka, D. & Fodor, L. 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine–Carpathian transition zone: a review. — *Geologica Carpathica* **46,** 19–27.

Maros Gy. 1986: A Vitányvár környékének tektonikai felvétele. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. of Geology, 108 p.

Maros, Gy. 1988: Tectonic survey in the Vitány-vár area, W Hungary. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary from 1986,* 295–310. (in Hungarian with English abstract)

Maros, Gy., Koroknai, B., Palotás, K., Fodor, L., Dudko, A., Forián-Szabó, M., Zilahi-Sebess, L. & Bán-Győry, E. 2004: Tectonic analysis and structural evolutio of the north-easten Mórágy block. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary*, *2003,* 387–394 (371–386).

Marret, R. & Allmendinger, R.W. 1990: Kinematic analysis of fault-slip data. — *Journal of Structural Geology* **12,** 973–986. https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-e

Marrett, R. & Peacock, D.C.P. 1999: Strain and stress. — *Journal of Structural Geology* **21,** 1057–1063. https://doi.org/10.1016/s0191-8141(99)00020-6

Márton, E. & Fodor, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. — *Tectonophysics* **242,** 99–114. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00153-z

Márton, E. & Fodor, L. 2003: Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary); sign for rotational disintegration of the Alcapa unit. — *Tectonophysics* **363,** 201–224. https://doi.org/10.1016/s0040-1951(02)00672-8

Márton, E. & Pécskay, Z. 1995: The Tokay-Vihorlát-Oas-Ignis Triangle: Complex Evaluation of Paleomagnetic and Isotope Age Data from Neogene Volcanics. — *Proceedings XVth C.B.G.A. Congress, Geol. Soc. Greece Special Publications* 30.

Márton, E., Fodor, L., Jelen, B., Márton, P., Rifelj, H. & Kevrić, R. 2002: Miocene to Quaternary deformation in NE Slovenia: complex paleomagnetic and structural study. — *Journal of Geodynamics* **34,** 627–651. https://doi.org/10.1016/s0264-3707(02)00036-4

Márton, E., Fodor, L. & Magyar, I. 2006: Post-Badenian horizontal movements in the Pannonian Basin: complex paleomagnetic-microtectonic study. — *Magyar Geofizika* **47/4,** 178–182. (in Hungarian)

Márton, E., Zelenka, T. & Márton, P. 2007: Paleomagnetic correlation of Miocene pyroclastics of the Bükk Mts and their forelands. — *Central European Geology* **50/1,** 47–57. https://doi.org/10.1556/CEuGeol.50.2007.1.4

Mészáros, J. 1982: Major horizontal tectonic dislocation as a guide to mineral prospectors in the western Bakony Mountains. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1980,* 517–536. (in Hungarian with English abstract)

Mészáros, J. 1983: Structural and economic geological significance of strike-slip faults in the Bakony Mountains. — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute 1981*, 485–502. (in Hungarian with English abstract)

Molnár F. & Zelenka T. 1995: Fluid inclusion characteristics and paleothermal structure of the adularia-sericite type epithermal deposit at Telkibánya, Tokaj Mts., Northeast Hungary. — *Geologica Carpathica* **6,** 205–215.

Muráti J. 1997: A Gerecse-hegység földtani szerkezetének vizsgálata geofizikai módszerekkel. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. Geophysics. (in Hungarian)

Nemčok, M. & Lisle, R.J. 1995. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. — *Journal of Structural Geology* **17,** 1445–1453. https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)00040-k

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. 1989: Neogene Tectonics and Paleostress changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. — *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt* **132,** 443–458.

Németh N. 2005: A Délkeleti-Bükk keleti részének szerkezetföldtani viszonyai. — *PhD thesis,* Miskolc University.

Németh, N. 2006: Tertiary stress field evolution in the eastern part of the Bükk Mountains, NE Hungary. — *Geolines* **20,** 100–101.

Németh, N. 2007: Structural features of the quarry at the Patkó Cliffs, Bükkzsérc and its surroundings. — *Földtani Közlöny* **137/4,** 473–486.

Németh, N. & Mádai, F. 2003: Early phase ductile deformation elements in limestones of the Eastern part of the Bükk Mountains I. — *Földtani Közlöny* **133/4,** 563–583.

Németh, N. & Mádai, F. 2004: Early phase ductile deformation elements in limestones of the Eastern part of the Bükk Mountains II. — mikroszerkezeti jellemzők. — *Földtani Közlöny* **134/1,** 1–28.

Nuriel, P., Rosenbaum, G., Jian-Xin Zhao, J-X., Feng, Y., Golding, S. D., Villemant, B. & Weinberger, R. 2012: U-Th dating of striated fault planes. — *Geology* **40,** 647–650. doi: 10.1130/G32970.1 https://doi.org/10.1130/g32970.1

Oláh P., Fodor L., Tóth T., Deák A., Drijkoningen, G. & Horváth F. 2014: A Szentendrei-sziget környéki vízi szeizmikus szelvényezések eredményei. — *Földtani Közlöny* **144/4,** 359–380.

Oravecz É. 2016: A jura Bükkzsérci Mészkő korai deformációs szerkezeteinek vizsgálata. — *Student work (TDK),* Eötvös University, MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, 66 p.

Oravecz, É. 2019: Complex deformation history of the Silica nappe, Aggtelek Mts: Inherited Triassic salt structures and their role during the Alpine deformation. — *MSc Thesis*, ELTE Földrajz–Földtudományi Intézet, 148 p. (in Hungarian with English abstract)

Oravecz, É., Fodor, L. & Kövér, Sz. 2017: Significance of Jurassic early deformation structures in the SW-Bükk Mts. — In: Šarić, K., Prelević, D., Sudar, M. & Cvetković, V. (eds): *Émile Argand Conference — 13th Workshop on Alpine Geological Studies — September 7th – 18th 2017, Zlatibor Mts., Serbia, EGU series, Abstract Volume,* p. 77.

Oravecz, É., Fodor, L. & Kövér, Sz. 2018: Structural mapping, well data and stress field analysis in the surroundings of the Nekézseny Thrust Fault, NE Hungary — *Geology, Geophysics & Environment* **44/1,** 181–182.

Orlicky, O. 1995: Paleomagnetism of neovolcanics of the East- Slovak Lowlands and Zemplínske vrchy Mts.: A study of the tectonics applying the paleomagnetic data (Western Carpathians). — *Geologica Carpathica* **47,** 13–20.

Palotai, M. 2013: Oligocene–Miocene Tectonic Evolution of the Central Part of the Mid-Hungarian Shear Zone. — *PhD thesis*, Eötvös Loránd University, Dept. General and Historical Geology, 147 p.

Palotai, M. & Csontos, L. 2010: Strike-slip reactivation of a Paleogene to Miocene fold and thrust belt along the central part of the Mid-Hungarian Shear Zone. — *Geologica Carpathica* **61/6,** 483–493. https://doi.org/10.2478/v10096-010-0030-3

Palotai, M., Csontos, L., Dövényi, P. & Galácz, A. 2006a: Redeposited blocks in Upper Jurassic sediments on Eperkés Hill. — *Földtani Közlöny* **136/3,** 325–346. (in Hungarian with English abstract)

Palotai M., Csontos L. & Dövényi P. 2006b: A kesztölci mezozoos (felső-jura) előfordulás terepi és geoelektromos vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **136/3,** 347–368. (in Hungarian with English abstract)

Palotai M., Mindszenty A., Kopecskó K. & Poros Zs. 2012: Az Ínség-kő geológiája. — *Földtani Közlöny* **142/3,** 243–250.

Palotás K. 1991: A Tétényi-fennsík szedimentológiája és tektonikája a szarmatában. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept., General and Historical Geology, 103 p.

Palotás, K. 1994: Synsedimentary Sarmatian fractures in the Tétény plateau. — *Földtani Közlöny* **124,** 207–210. (in Hungarian)

Petrik, A. B. 2009: Interpretation of the results of microtectonic measurements performed with respect to mesozoic formations of the Villány Hills, Hungary. — *Földtani Közlöny* **139/3,** 217–236.

Petrik, A. B. 2016: Structural evolution of the southern Bükk foreland. — *PhD thesis*, Eötvös University, Dept. of Physcial and Applied Geology, 208 p. (in Hungarian with English abstract)

Petrik, A., Beke, B. & Fodor, L. 2014: Combined analysis of faults and deformation bands reveals the Cenozoic structural evolution of the southern Bükk foreland (Hungary). — *Tectonophysics* **633,** 43–62. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.029,

Petrik, A., Beke, B., Fodor, L. & Lukács, R. 2016: Cenozoic structural evolution of the southwestern Bükk Mts. and the southern part of the Darnó Deformation Belt (NE Hungary). — *Geologica Carpathica* **67/1,** 83–104. ISSN online:1336-8052 / print: 1335-0552 https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0005

Petrik, A., Fodor, L., Bereczki, L., Klembala, Zs., Lukács, R., Baranyi, V. Beke, B. & Harangi, Sz. 2019: Variation in style of magmatism and emplacement mechanism induced by changes in basin environments and stress fields (Pannonian Basin, Central Europe). — *Basin Research* **31/2,** 380–404, DOI: 10.1111/bre.12326.

Pogácsás Gy., Lakatos L., Barvitz A., Vakarcs G. & Farkas Cs. 1989: Pliocén–quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. — *Általános Földtani Szemle* **24,** 149–169.

Pogácsás, Gy., Mattick, R. E., Tari, G. & Várnai, P. 1994: Structural Control on Hydrocarbon accumulation in the Pannonian Basin, Hungary. — In: Teleki, P., Mattick, R. E. & Kókai, J. (eds): *Basin Analysis in Petroleum Exploration*. Springer, Netherland, 221–235.

Roberts, N. M. W. & Walker, R. J. 2016: U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin. — *Geology* **44/7,** 531–534. doi:10.1130/G37868.1 https://doi.org/10.1130/g37868.1

Royden, L. H. & Horváth, F. (eds), 1988: The Pannonian basin. A Study in Basin Evolution. — *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **45.**

Ruszkiczay-Rüdiger, Zs. 2007. Tectonic and climatic forcing in Quaternary landscape evolution in the Central Pannonian Basin: A quantitative, geomorphological, geochronological and structural analysis. — *PhD Thesis,* Vrije Universiteit, Amsterdam, 149 p.

Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Fodor, L. I. & Horváth, E. 2007: Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin, Hungary. — *Global and Planetary Change* **58/1–4,** 181–196. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.010

Sant, K., Palcu, D. V., Mandic, O. & Krijgsman, W. 2017: Changing seas in the Early–Middle Miocene of Central Europe: a Mediterranean approach to Paratethyan stratigraphy. — *Terra Nova* **29,** 273–281. https://doi.org/10.1111/ter.12273

Sasvári Á. 2003: A bakonyi Telegdi Róth-vonal vizsgálata. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. General and Historical Geology, 109 p.

Sasvári Á. 2008a: A Gerecse feszültségterének fejlődése a Dunántúli-középhegységről készült publikációk tükrében: irodalmi áttekintés. — *Földtani Közlöny* **138,** 147–164.

Sasvári Á. 2008b: Rövidüléshez köthető deformációs jelenségek a Gerecse területén. — *Földtani Közlöny* **138,** 385–402.

Sasvári Á. 2009a: Egy „különleges kőzetmozgási alakulat" értelmezése — nyíráshoz kapcsolható szerkezetek a gerecsei Ördöggáti-kőfejtőben. — *Földtani Közlöny* **139/3–4,** 341–352.

Sasvári Á. 2009b: Középső-kréta rövidüléses deformáció és szerkezeti betemetődés a Gerecse területén. — *PhD thesis,* Eötvös University, Dept. Physical and Applied Geology, 164 p.

Sasvári, Á., Kiss, A. & Csontos, L. 2007: Paleostress investigation and kinematic analysis along the Telegdi Roth Fault (Bakony Mountains, western Hungary). — *Geologica Carpathica* **58,** 477–486.

Sasvári, T. & Kondela, J. 2009: Structural characteristics of epithermal, low-sulphide precious metals mineralization at Telkibánya, Tokaj Mountains, Hungary— In: Németh, N. & Hartai, É. (eds): Telkibánya Geology. *Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining* **78,** 71–96.

Scherman B. 2018: A mónosbéli- és a Szarvaskői-takarók mezozoos deformációja a Villó-völgy–Almár-völgy szelvényben. — *MSc thesis*, Eötvös University, Dept. Physical and Applied Geology and MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, 122 p.

Scherman, B., Fialowski, M., Fodor, L., Kövér, Sz. & Reiser, M. 2018: Preliminary observations on low temperature shearing and folding of Middle Jurassic siliciclastic formations, SW Bükk, Hungary. — *17th Symposium of Tectonics, Structural Geology and Crystalline Geology. Institute of Geological Sciences, Friedrich Schiller University, Jena,* p. 109.

Sebe K. & Dezső J. 2008: A pécsi Havi-hegy hasadékbarlangja. — *Karszt és Barlang* **2004–2005,** 23–25.

Sebe, K. & Konrád, Gy. 2009: Post-conference excursion: Paleogeographic relationship of the Mecsek region and the Mecsekalja Dislocation Zone. — *Proceedings of the 7th Meeting of the CETeG, Pécs, Hungary,* 74–82.

Sipos, A. A. 2013: Statistical tests for rock physical parameters given by near isotropic, stochastic tensors. — *Magyar Geofizika* **54,** 170–184. (in Hungarian)

Sipos, A. A., Márton, E. & Fodor, L. 2018: Reconstruction of early phase deformations by integrated magnetic and mesotectonic data evaluation. — *Tectonophysics* **726,** 73–85. doi.org/10.1016/ j.tecto.2018.01.019

Sipos-Benkő, K., Márton, E., Fodor, L. I. & Pethe, M. 2014: An integrated magnetic susceptibility anisotropy (AMS) and structural geological study on Cenozoic clay rich sediments from the Transdanubian Range. — *Central European Geology* **51/1,** 21–52, https://doi.org/10.1556/CEuGeol.57.2014.1.2

Skorday, E. 2010: Az Ortaháza-kilimáni-gerinc és északi előterének szerkezete. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. General and Applied Geology, 88 p.

Sperner, B. & Zweigel, P. 2010: A plea for more caution in fault–slip analysis. — *Tectonophysics* **482,** 29–41. https://doi.org/10.1016/ j.tecto.2009.07.019.

Szives, O., Fodor, L., Fogarasi, A. & Kövér, Sz. 2018: Integrated calcareous nannofossil and ammonite data from the upper Barremian–lower Albian of the northeastern Transdanubian Range (central Hungary): stratigraphical implications and consequences for dating tectonic events. — *Cretaceous Research* **91,** 229–250. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.06.005

Szőcs, E., Beke, B., Hips, K. & Fodor, L. 2018: Structural diagenesis and carbonate cementation of Lower Miocene sandstone: Implications for basinal fluid flow and reservoir quality (Northern Hungary). — *Geophysical Research Abstracts* **20,** EGU2018-7130.

Szabó, B., Schubert, F., M. Tóth, T. & Steinbach, G. 2016: Palaeofluid evolution in a fractured basalt hosted reservoir in the Üllés-Ruzsa-Bordány area, southern sector of the Pannonian Basin. — *Geologia Croatica* **69/3,** 281–293. https://doi.org/10.4154/ gc.2016.25

Sztanó, O. & Fodor, L. 1997: Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: a case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesújfalu, Sánc Hill, Hungary). — *Földtani Közlöny* **127,** 267–290.

Tari G. 1987: A Vatta-maklári árok neogén tektonikája szeizmikus szelvények értelmezése alapján. — *MSc thesis,* Eötvös University, Department of Geophysics, 129 p.

Tari, G. 1988: Strike-slip origin of the Vatta–Maklár trough, northeastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31,** 101–109.

Tari, G. 1991: Multiple Miocene block rotation in the Bakony Mountains, Transdanubian Central Range, Hungary. — *Tectonophysics* **199,** 93–103. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90120-h

Tari, G. 1993: Neogene transpression in the Northern Thrust Zone, Mecsek Mts. Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **29,** 165–187.

Tari, G. 1994: Alpine Tectonics of the Pannonian basin. — *PhD. thesis,* Rice University, Texas, USA, 501 p.

Tari, G. 1996: Extreme crustal extension in the Rába river extensional corridor (Austria/Hungary). — *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* **41,** 1–18.

Tari, G. & Horváth, F. 2010: Eo-Alpine evolution of the Transdanubian Range in the nappe system of the Eastern Alps: revival of a 15 years tectonic model. — *Földtani Közlöny* **140/4,** 483–510. (in Hungarian with English abstract)

Tari, G., Horváth, F. & Rumpler, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208,** 203–219. https://doi.org/10.1016/b978-0-444-89912-5.50016-8

Tari, G., Báldi, T. & Báldi-Beke, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamical model. — *Tectonophysics* **226,** 433–455. https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90131-3

Tari, G., Horváth, F. & Weir, G. 1995: Palinspastic reconstruction of the Alpine/Carpathian/Pannonian system. — In: Horváth, F., Tari, G. & Bokor, Cs. (eds): Extensional collapse of the Alpine orogene and Hydrocarbon prospects in the Basement and Basin Fill of the Western Pannonian Basin. *AAPG International Conference and Exhibition, Nice, France, Guidebook to fieldtrip No.* **6,** Hungary, 119–132.

Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P. & Tóth, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds): The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen. — *Geological Society Special Publications* **156,** 215–250. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.12

Tibaldi, A. 1992: The role of transcurrent intra-arc tectonics in the configuration of a volcanic arc. — *Terra Nova* **4,** 567–577. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1992.tb00598.x

Tischler, M., Gröger, H. R., Fügenschuh, B. & Schmid, S. 2007: Miocene tectonics of the Maramures area (Northern Romania): implications for the Mid-Hungarian fault zone. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **96,** 473–496. https://doi.org/10.1007/s00531-006-0110-x

Tomljenović, B. & Csontos, L. 2001: Neogene-Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian basin (Hrvatsko zagorje and Karlovac basin, Croatia). — *International Journal of Earth Sciences* **90,** 560–578. https://doi.org/10.1007/s005310000176

Tomljenović, B., Csontos, L., Márton, E. & Márton, P. 2008: Tectonic evolution of the northwestern Internal Dinarides as constrained by structures and rotation of Medvednica Mountains, North Croatia. — In: Siegesmund, S., Fügenschuh, B. & Froitzheim, N. (eds): Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. — *Geological Society, London, Special Publications* **298,** 145–167. https://doi.org/10.1144/sp298.8

Tomor-Thirring, J. 1936: Die tektonischen Verhältnisse des Gebirgszuges von Csesznek. — *Földtani Közlöny* **66,** 199–213.

Tóth Á. 2018: A Balaton-felvidék felszínalatti vizeinek hidraulikai kapcsolata a Bakonnyal és a Balatonnal. — *PhD thesis,* Eötvös University, Dept. Physical and Applied Geology.

Tóth, M. T. 2018: Fracture network characterization using 1D and 2D data of the Mórágy Granite body, southern Hungary. — *Journal of Structural Geology* **113,** 176–187.

Törő, B., Sztanó, O. & Fodor, L. 2012: Inherited and syndepositional structural control on the evolution of Lake Pannon's slope, Northern Somogy, Hungary. — *Földtani Közlöny* **142/4,** 339–356. (in Hungarian with English abstract).

Várkonyi, A. 2012: Late Cenozoic deformation and sedimentation based on seismic and borehole data in North Somogy (south-western Hungary). — *MSc thesis,* Eötvös University, Depts. Regional Geology, Physical and Applied Geology & MTA-ELTE Geological, Geophysical and Space Science Research Group, 97 p.

Török, Á., Barsi, Á., Bögöly, Gy., Lovas, T., Somogyi, Á. & Görög, P. 2018: Slope stability and rockfall assessment of volcanic tuffs using RPAS with 2-D FEM slope modelling. — *Natural Hazards and Earth System Sciences* **18,** 583–597. https://doi.org/10.5194/nhess-18-583-2018

Vass, D., Hók, J., Kováč, P. & Elečko, M. 1993: The Paleogene and Neogene tectonic events of the Southern Slovakia depression in the light of the stress-field analysis. — *Mineralia Slovaca* **25,** 79–92. (in Slovakian with English summary)

Visnovitz, F., Horváth, F., Fekete, N. & Spiess, V. 2015: Strike-slip tectonics in the Pannonian basin based on seismic surveys at Lake Balaton. — *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **104/8,** 2273–2285. https://doi.org/10.1007/S00531-015-1179.x.

Vrabec, M. 1999: Style of postsedimentary deformation in the Plio-Quaternary Velenje basin, Slovenia. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatschefte* **8,** 449–463.

Vrabec, M., Čar, J. & Veber, I. 1999: Kinematics of the Šoštanj fault in the Velenje basin area. — Insights from subsurface data and paleostress analysis. — *Rudarsko-metalurški zbornik* **46/3,** 623–634.

Wallace, R. E. 1951: Geometry of shearing stress and relation to faulting. — *Journal of Geology* **59,** 118–130. https://doi.org/10.1086/625831

Wórum G. 1999: A Mecsek–Villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján. — *MSc thesis,* Eötvös University, Dept. Geophysics.

Yamaji, A., Otsubo, M. & Sato, K. 2006: Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. — *Journal of Structural Geology* **28/6,** 980–990. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.03.016

Žalohar, J. & Vrabec, M. 2008: Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: The Multiple-slip method. — *Journal of Structural Geology* **30,** 1603–1613. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.09.004

Zelenka, T. 1975: Structural-igneous setting of the deep-seated base ore metal deposit of Recsk. — *Földtani Közlöny* **105,** 58–597. (in Hungarian with English abstract)

Zelenka, T. & Horváth, J. 2009: Characteristics of the Telkibánya veins. — In: Németh, N. & Hartai, É. (eds): Telkibánya geology. *Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining* **78,** 71–96.

Zelenka T., Kaló J. & Németh N. 2005: Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete. — *Földtani Közlöny* **135/4,** 493–511.

Zoback, M. D., Zoback, M. L., Mount, V. S., Suppe, J., Eaton, J. P., Healy, J. H., Oppenheimer. D., Reasenberg, P., Jones, L., Raleigh, C. B., Wong, I. G., Scotti, O. & Wentworth, C. 1987: New evidence on the state of stress of the san andreas fault system. — *Science* **238,** (4830), 1105–1111. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15%3C1143:sosnts%3E2.0.co;2

Manuscript recieved: 28/06/2019

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/4, 327–350., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.327

A „Kapos-vonal" középső szakaszának szerkezeti-mélyföldtani viszonyai és neotektonikai jellegei a legújabb geofizikai vizsgálatok tükrében

†Horváth Ferenc[1], Koroknai Balázs[1], Tóth Tamás[1], Wórum Géza[1], Konrád Gyula[2], Kádi Zoltán[1], Kudó István[3], Hámori Zoltán[1], Filipszki Péter[1], Németh Viktor[1], Szántó Éva[1], Bíró Anna[1], Koroknai Zsuzsa[1], Földvári Koppány[1], Kovács Gábor[1,4]

[1]Geomega Kft., 1095 Budapest Mester u. 4.
[2]Geológus Kft.
[3]Robert Bosch Kft., 1103 Budapest Gyömrői u. 104.
[4]ELTE BDPK Földrajzi Tanszék, 9700 Szombathely Károlyi Gáspár tér 4.

Structural-geological and neotectonic features of the middle portion of the Kapos line based on the results of latest geophysical research

Abstract

The present study summarizes the results of the most recent geophysical research on the middle portion of the Kapos-line (central Hungary). This work is dedicated to the memory of our unforgottable Colleague, Friend and Master, late Prof. Dr. Ferenc Horváth.

As a first step a complex geophysical-geological database was formed integrating all available previous and newly measured 2D/3D reflection seismic, as well as borehole data, including also the results of new stratigraphic wells. A new, geologically and geometrically consistent 3D geological model of the study area was built by the interpretation of this integrated database. This 3D model consists of five geological horizons of basic importance within the study area (top pre-Cenozoic basement, top clastic/volcanic Lower Miocene, top marine Middle Miocene, top Endrőd and top Algyő Formations), as well as the interpreted faults. Considering the obtained new results, the previously published geological-structural models were critically re-evaluated and — if necessary — modified.

One of the most important geological results of the research is the reambulation of the spatial extent, structural and facies relationships of the crystalline and Mesozoic basement rocks in the study area based on integrated evaluation of seismic and well data. Furthermore, the demonstration of the pronounced Early Miocene rifting event associated with the formations of several smaller basins with a depth up to 2 kilometers also represents a fundamental result. These basins were filled by a large amount of continental clastic sediments and coeval calc-alkaline volcanics. These findings underline the importance of the previously less known (and emphasized) role of the Early Miocene phase during the formation of the Pannonian basin.

Based on the results of fault mapping the most important fault zones of the study area involve the ENE–WSW striking „Kapos line", furthermore the NE–SW striking Dunaszentgyörgy–Harta, and the Bonyhád fault zones, the latter mapped first during this research. All of these fault zones are characterized by steep dip (≥60–70°). The Bonyhád fault zone in the southwest joins to northern imbricate zone of the Mecsek Mts. The general fault pattern of the study area is characterised mostly by NE–SW striking faults being (sub)parallel to the mentioned major fault zones. Structurally less important, NW–SE striking faults occur mostly south of the „Kapos line".

The results of detailed fault mapping clarified that a single, along strike structurally and geometrically uniform „Kapos line" does not exist in the study area. Instead, this fault zone can be divided into a western („Kapos-W") and an eastern segment („Kapos-E"), which differ both in dip direction and — in accordance with previous literature data — observed neotectonic activity. The eastern „Kapos line", the Dunaszentgyörgy–Harta and the Bonyhád fault zones all show pronounced neotectonic activity. Moreover, they form the most important elements of a regional-scale, broad, neotectonic sinistral strike-slip shear zone consisting of predominantly NE–SW and ENE–WSW striking individual faults. The strike-slip kinematics of this shear zone is clearly indicated by the observed internal „flower structure" of the individual fault zones, as well as by the associated secondary fault pattern (Riedel faults).

The location of the high-resolution 2D and pseudo-3D shallow geophysical surveys were determined based on the results of the introduced 3D geological-structural model of the study area. The results of these high-resolution geophysical surveys and the subsequent trenching and shallow boreholes clearly proved the Quaternary activity of the Dunaszentgyörgy–Harta fault zone. Moreover, the trenching indicated the Late Quaternary activity of this fault zone, since the tectonic deformation of the exposed Upper Pleistocene blown sand was observed and documented in the trench. Quaternary tectonic activity was also supported by numerous other previous and the present research-related observations, although they are not discussed in details in this study. The introduced results are also in accordance with literature data published on the tectonics of the eastern „Kapos-line" (Danube-Tisza interfluve and east of the river Tisza).

The results presented in this study are related to the geological research program (FKP) of the Paks II project executed during 2015–2016.

Keywords: Kapos line, seismic interpretation, high-resolution shallow geophysical surveys, structural-geological 3D model, Dunaszentgyörgy–Harta and Bonyhád fault zones, neotectonics, central Hungary

Összefoglalás

Tanulmányunkban a Kapos-vonal középső szakaszának legújabb geofizikai vizsgálatainak eredményeit tekintjük át. Munkánkkal tavaly ősszel elhunyt Kollégánk, Barátunk, Tanárunk és Mesterünk — Prof. Dr. Horváth Ferenc — emléke előtt tisztelgünk.

A kutatási területen elérhető korábbi és újonnan mért 2D/3D reflexiós szeizmikus és fúrási adatok integrációjával komplex adatbázist alakítottunk ki, amelynek értelmezésével földtanilag és geometriailag egyaránt konzisztens, új 3D földtani-tektonikai modellt hoztunk létre. A modell a vizsgált terület földtani felépítésének alapvonásait szem előtt tartva öt meghatározó jelentőségű földtani horizont (prekainozoos aljzat-tető, alsó-miocén tető, középső-miocén tető, Endrőd-tető, Algyő-tető) és az értelmezett vetők téradatrendszerét tartalmazza. A kialakított 3D modell alapján elvégeztük a korábbi vizsgálatokkal nyert földtani-szerkezeti kép felülvizsgálatát, és azt szükség szerint módosítottuk, illetve pontosítottuk/kiegészítettük.

A kutatás mélyföldtani szempontból legfontosabb eredményei közé tartozik a kristályos és mezozoos aljzatképződmények szerkezeti, elterjedési és kifejlődési viszonyainak reambulációja a lemélyült új szerkezetkutató fúrások és a szeizmikus adatrendszer integrált értelmezése alapján. Ugyancsak alapvető jelentőségű a markáns kora-miocén riftesedés kimutatása, amely során intenzív, többfázisú mészalkáli vulkáni működés, illetve egyidejű kontinentális üledékképződés zajlott a létrejött, helyenként akár 2 km mélységű süllyedékekben. Mindez tágabb kontextusban a Pannon-medence korábban kevésbé ismert (és hangsúlyozott) kora-miocén kialakulási szakaszának jelentőségére hívja fel a figyelmet.

A vetőtérképezés eredményei alapján a szűkebb kutatási terület meghatározó vetőzónái a KÉK–NyDNy-i csapású „Kapos-vonal", továbbá az ÉK–DNy-i csapású Dunaszentgyörgy–Harta és az ezen kutatás során először térképezett Bonyhádi vetőzóna, amelyeket mind meredek dőlés (≥60–70°) jellemez. A Bonyhádi vetőzóna délnyugati irányban a Mecsek északi pikkelyzónájához csatlakozik. A terület szerkezeti képét összességében a fentiekkel többnyire (közel) párhuzamos törések uralják, míg az előbbiekre kb. merőleges ÉÉNy–DDK-i csapású, szerkezetileg kevésbé jelentős törések főként a Kapos-vonaltól délre jelentkeznek.

Eredményeink alapján geometriai-szerkezeti értelemben egységes Kapos-vonal nem létezik: e vetőzóna a kutatási területen ugyanis egy nyugati („Kapos-Ny") és egy keleti szegmensre („Kapos-K") bontható, amelyek mind dőlésirányban, mind az észlelt neotektonikus aktivitásban — összhangban a korábbi szakirodalmi adatokkal — markánsan különböznek. A vizsgált területen élénk neotektonikus aktivitást mutató Kapos-K, Dunaszentgyörgy–Harta és Bonyhádi vetőrendszerek regionális léptékben egy ÉK–DNy-i és KÉK–NyDNy-i csapású elemekből felépülő, széles nyírási zónát körvonalaznak, amely a neotektonikus fázisban balos eltolódásként működött. Ezt igazolja az egyes vetőzónákban megfigyelt tipikus „virágszerkezetet" mutató belső struktúra, továbbá a kapcsolódó másodlagos formaelemek (Riedel-törések) is.

A kialakított 3D modell eredményeinek figyelembevételével telepített nagyfelbontású 2D és pszeudo-3D sekély-geofizikai vizsgálatok, valamint az ezek eredményei alapján kijelölt árkolás és sekélyfúrások adatai bizonyították a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna negyedidőszaki, sőt az árkolás eredményei szerint késő-negyedidőszaki aktivitását, hiszen a kutatóárokban feltárt késő-pleisztocén végi futóhomok tektonikus eredetű deformációja jelentkezett. A fiatal negyedidőszaki tektonikai aktivitást a kutatási területen számos további korábbi, illetve a jelen kutatáshoz kapcsolódó, de e tanulmányban nem részletezett neotektonikai megfigyelés is alátámasztja. Mindezen eredmények a szakirodalomban a Kapos-vonal keleti szakaszáról (Duna–Tisza köze és Tiszántúl) közölt tektonikai adatokkal és értelmezéssel teljes összhangban állnak.

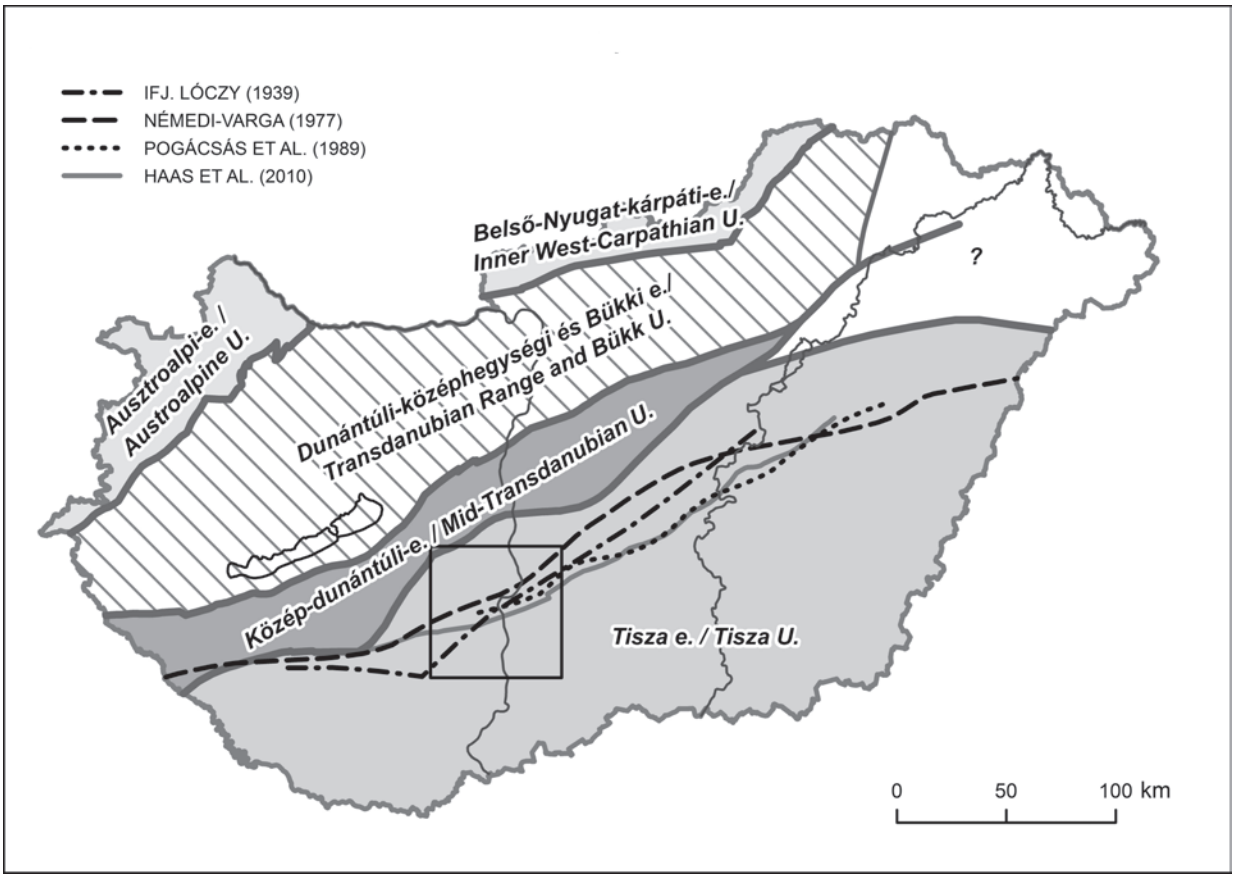
A tanulmányunkban ismertetett eredmények a Paks II földtani kutatási programjának (FKP) keretében 2015–2016 során elvégzett földtani-geofizikai kutatásokhoz kapcsolódnak.

Tárgyszavak: Kapos-vonal, szeizmikus értelmezés, nagyfelbontású sekély-geofizikai vizsgálatok, 3D földtani-tektonikai modell, Dunaszentgyörgy-Harta és Bonyhádi vetőzóna, neotektonika, Közép-Magyarország

Bevezetés

Hazánk egyik kiemelkedő jelentőségű szerkezeti eleme a „Kapos-vonal", amelynek definíciója és részletes leírása NÉMEDI VARGA (1977) munkájához fűződik. E tanulmányban a „vonal" definíciója fokozatosan bővülő területi és szakirodalmi kitekintéssel született meg: az elsődleges meghatározás fúrási észlelések alapján történt Dombóvár és Kurd közt mintegy 20 km hosszúságú szakaszon. A közvetlen adatok alapján definiált vonalat korábbi földtani, hidrogeológiai, szeizmológiai és a negyedkori kéregmozgásokra vonatkozó eredmények figyelembevételével (BALOGH et al. 1958; ERDÉLYI 1961, 1962; CSOMOR & KISS 1962; RÓNAI 1973) először a Kapos-völgy teljes hosszára terjesztette ki NÉMEDI VARGA. Végül — messzemenően támaszkodva a korábbi átfogó geofizikai és nagyszerkezeti elemzések eredményeire (SCHEFFER & KÁNTÁS 1949, SCHEFFER 1960, KŐRÖSSY 1963, POSGAY 1967) — NÉMEDI VARGA országos jelentőségű, Gyékényestől a „szolnok-ebesi diszlokációs övig" (KŐRÖSSY 1963) húzódó, elsőrendű szerkezeti övnek tekintette a „Kapos-vonalat" (lásd *1. ábra*), amely „a Pannon-medencének egyik fontosabb mezo-kainozoos mozgásfelületeként is felfogható...". A vonal Kaposfő és Pincehely közti szakaszán NÉMEDI VARGA (1977) szerint a „fiatal (pannóniai) orogén és epirogén mozgásokon kívül jelenkori mozgásokkal is számolni kell".

A tudománytörténeti előzményeket tekintve kell megemlíteni, hogy a Dunától keletre már az ifj. LÓCZY és SZENTES F. által készített, majd az ifj. LÓCZY által publikált szerkezeti térkép (LÓCZY 1939) is ábrázolt Paks és Szolnok közt vetőt, ugyanakkor Pakstól nyugatra térképükön a Kapos-vonal ma elfogadottnak tekintett lefutásától eltérő megoldás látható (*1. ábra*). A Kapos-vonalhoz kapcsolódó újabb munkák közül feltétlenül ki kell emelni POGÁCSÁS et al. (1989) eredményeit, aki szerzőtársaival az Alföldön olajipari szeizmikus szelvények felhasználásával jelölte ki a Paks–Kiskőrös–Szol-



1. ábra. A „Kapos-vonal" (illetve egyes szegmenseinek) helyzete különböző szerzők szerint és a tárgyalt kutatási terület (fekete poligon) elhelyezkedése Magyarország egyszerűsített nagyszerkezeti térképén (HAAS et al. 2010 után)

Figure 1. *The position of the „Kapos-line" (and its segments) according to different authors and the location of the study area (black polygon) shown on the simplified pre-Tertiary structural map of Hungary (after HAAS et al. 2010)*

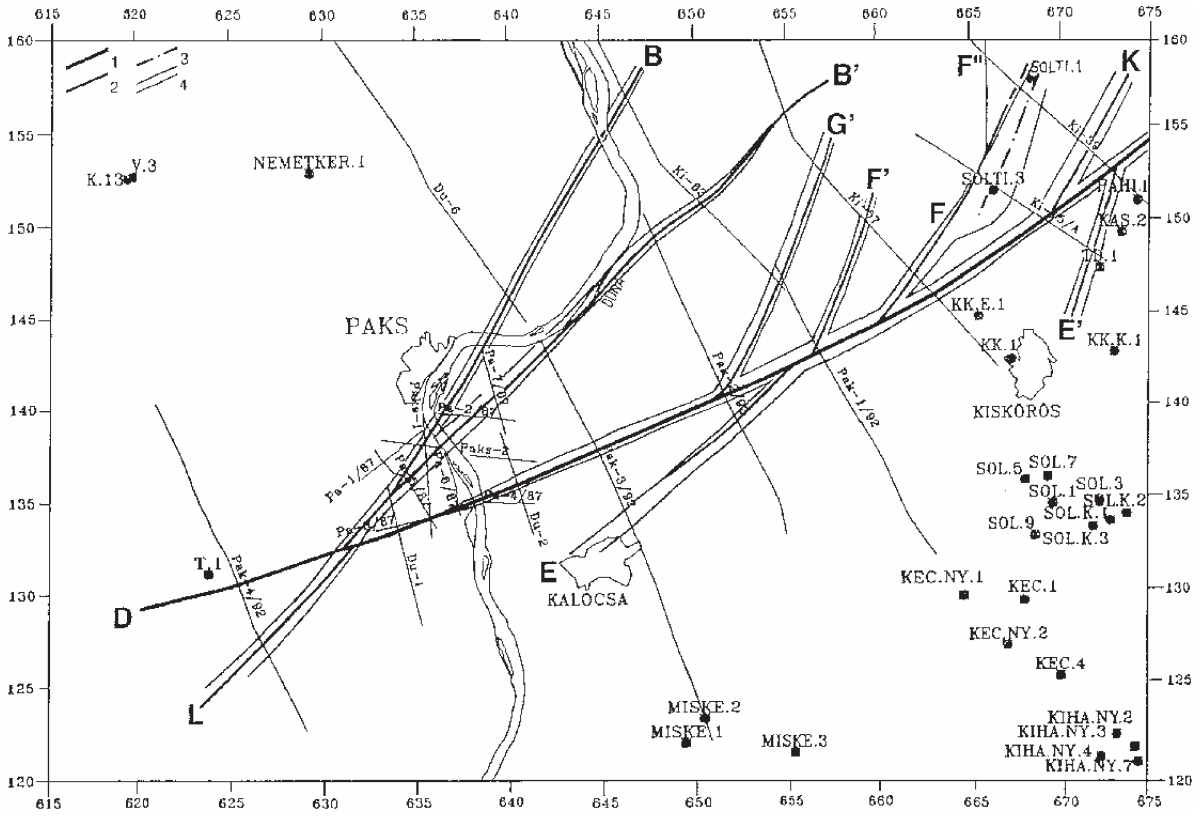
nok–Kisújszállás balos oldalelmozdulásos tektonikus övet, amely többé-kevésbé egybeesik a HAAS et al. (2010) aljzattérképén is ábrázolt Kapos-vonal (*1. ábra*) Dunától keletre eső szakaszával. Az elmozdulás horizontális mértékét a szerzők Kiskőrös térségében legalább 8 kilométerre becsülték. Ezen túlmenően POGÁCSÁS et al. (1989), DETZKYNÉ LŐRINCZ (1996, 1997) és TÓTH & HORVÁTH (1999) a szeizmikus és fúrási adatok integrált értelmezésével igazolták e tektonikus öv pannóniai–kvarter aktivitását is.

A közelítően KÉK–NyDNy-i csapású Kapos-vonal hazánk legújabb prekainozoos aljzattérképe (HAAS et al. 2010) szerint nyugaton a Tiszai- és a Közép-dunántúli nagyszerkezeti egységek határát alkotja. E területen a Kapos-vonal tehát elsőrendű szerkezeti elem, és az ún. Közép-magyarországi-vonal (SZEPESHÁZY 1975) nyugati részét képezi. Dombóvár térségében az ott közel K–Ny-i csapású Közép-magyarországi-vonal markáns irányváltással ÉK-i irányba fordul (ún. Tamási-vonal), míg a Kapos-vonal KÉK–NyDNy-i csapással innét a Tiszai-egységen belül, annak legészakabbi, ún. Mecseki-alegységében halad tovább. A szerkezeti zóna a Dunától keletre is hosszan nyomozható az Alföldön: a Tiszát Martfű közelében harántolja, majd keleten az alföldi flisövben végződik el (*1. ábra*).

Jelen munkában e kiemelkedő jelentőségű szerkezeti elem középső szegmensének (*1. ábra*) legújabb geofizikai vizsgálati eredményeiről adunk áttekintést.

A Kapos-vonal középső szegmensének tektonikai képe a korábbi kutatási eredmények alapján

A Kapos-vonal Dunát keresztező, középső szegmensét is magába foglaló terület vizsgálatát a paksi atomerőmű tágabb környezete tektonikai viszonyainak részletes megismerése indokolta. E vizsgálatokra az 1980-as évektől került sor. Az 1990-es évek első felére a lezajlott célirányos szeizmikus és fúrásos kutatások alapján világossá vált, hogy „… Paks alatt húzódik át DNy–ÉK-i irányban az ország medencealjzatának legnagyobb jelentőségű töréses öve …" (BALLA et al. 1993). A vizsgálatok eredményeit összegző vetőtérképen (BALLA 1994; *2. ábra*) a szerkezeti képet egy KÉK–NyDNy-i csapású, meghatározó jelentőségű tektonikai zóna (a Kapos-vonal: D) uralja, amelyből ÉK-i, illetve DNy-i irányba további kisebb vetőzónák (B–L) ágaznak ki. BALLA et al. (1997) munkája ugyanezt a szerkezeti képet közli néhány kisebb jelentőségű mellék-



2. ábra. Vetőtérkép (BALLA 1994) a Paks környezetében mért 2D szeizmikus szelvények (vékony vonalak) és mélyfúrási adatok (fekete körök) értékelése alapján. A Kapos-vonalból (D) kiágazó mellékvetőket B–L betűk jelzik. A vetővonalakat két oldalról szegélyező vékonyabb vonalak a legfiatalabb aktivitású vetőzónákat („kiújulási öv") mutatják. A B' jelű vető a legújabb kutatások során Dunaszentgyörgy–Harta vetőként (l. később) azonosított szerkezeti elemet jelzi

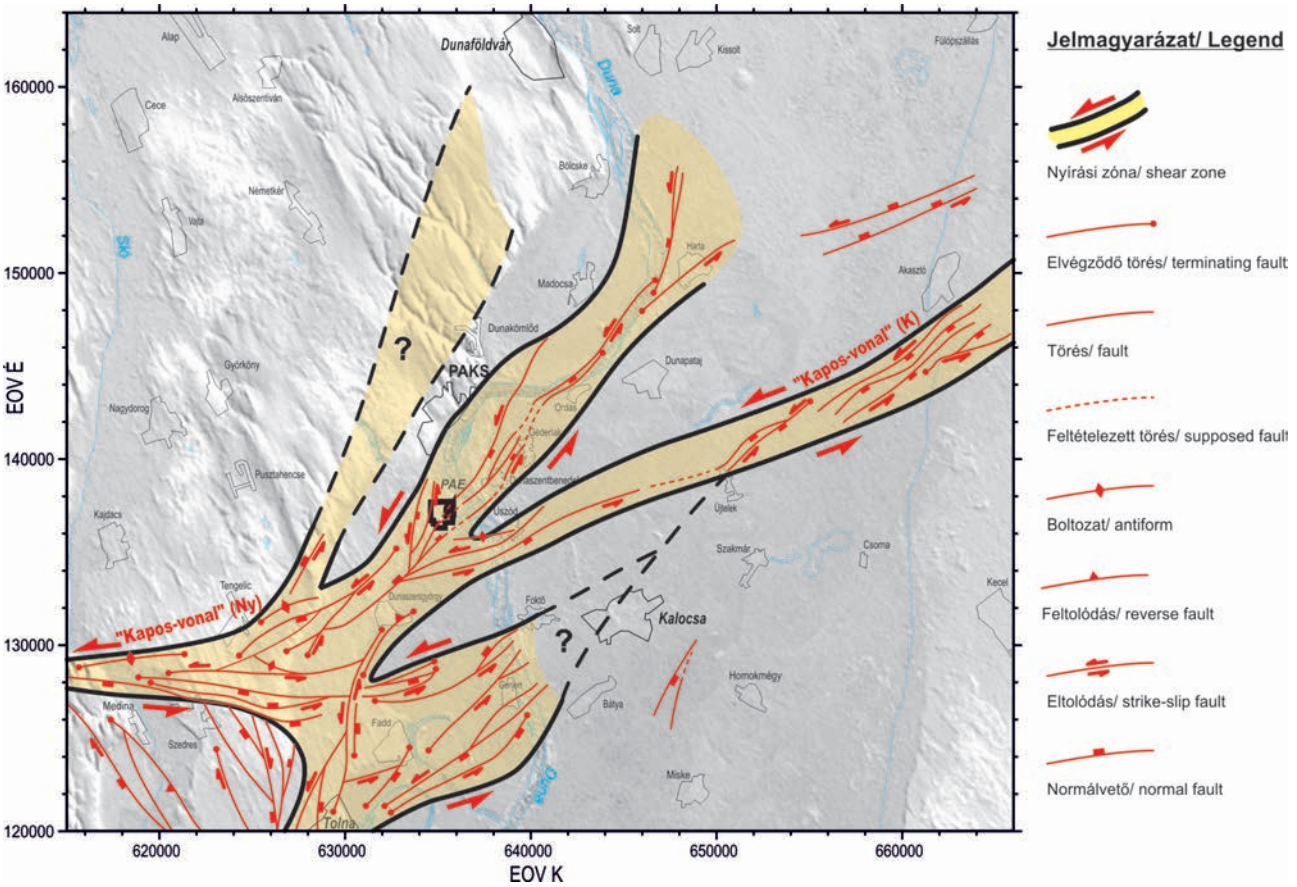
Figure 2. *Fault map (BALLA 1994) of the Paks area based on the integrated evaluation of 2D seismic lines (thin lines) and well data (black dots). The Kapos-line (D) and associated minor faults (B–L letters) are shown. Thin lines on both sides of the mapped faults indicate their young reactivation. The fault indicated by B' corresponds to the Dunaszentgyörgy–Harta fault (see later) as identified during the latest phase of exploration*

törés elhagyásával. BALLA et al. (1997) a regionális jelentőségű, D jelű szerkezeti elemet Kapos-Szolnok vonalnak nevezi, amely keleten az alföldi fliszónába csatlakozik (BALLA 1988). A térkép világosan mutatja, hogy a Kapos-vonal nyugati részének kivételével minden további vető mentén érdemi „kiújulási öv" jelentkezik „a szelvények legmagasabb szintjén". Másképpen: a kutatási területet — a Kapos-vonal nyugati részének kivételével — markáns neotektonikus vetőaktivitás jellemzi már a legkorábbi szeizmikus értelmezés alapján is.

Alapvonásait tekintve a fenti szerkezeti képet erősítették meg más tanulmányok eredményei is (HORVÁTH et al. 1990, 1993). A modern olajipari szeizmikus adatokat is figyelembe vevő utolsó neotektonikai szintézis (BADA et al. 2005) a korábbi eredményeket pontosítva adta meg a Kapos-vonal lefutását és az abból kiágazó vetőágakat a vizsgálati területen (*3. ábra*). A bemutatott térképek közt kisebb-nagyobb eltérés mindenekelőtt a Kapos-vonalhoz csatlakozó kisebb vetőágak számában, helyzetében és geometriájában jelentkezik. Érdemes megfigyelni továbbá a Kapos-vonal nyugati szegmensének enyhe irányváltását (~K–Ny) a keletihez képest (KÉK–NyDNy) is, amelyet a korábbi vetőtérkép nem jelez (vö. *2. ábra*). A kutatási terület DNy-i részén (Medina, Szedres és Tolna térségében; *3. ábra*) BADA et al. (2005) térképe jelentős számban tüntetett fel ÉNy–DK-i csapású szerkezeti elemeket.

Az alapvonásokban lényegében megegyező szerkezeti kép dacára markáns véleménykülönbség állt fent a kutatók közt a negyedidőszaki tektonikai aktivitás megítélésének kérdésében (RÁNER et al. 1997, MAROSI & SCHWEITZER 1997, BALLA et al. 1997, BALLA 1999, TÓTH & HORVÁTH 1997, 1999). Az ellentétes értelmezés lehetősége mindenekelőtt abból adódott, hogy a terület legfiatalabb (negyedidőszaki) képződményeit ért deformációk sem felszíni geológiai megfigyelésekkel/térképezéssel, sem pedig geofizikai mérésekkel nem voltak jól leképezhetők. Figyelembe véve a vetőkkel intenzíven felszabdalt pannóniai rétegek és a fedő negyedidőszaki összlet közötti igen jelentős eróziós diszkordanciát (vö. *5a–b. ábra*) a szerkezetek korának megítélése és a vetődések menti oldalirányú elmozdulás mértékének a meghatározása is komoly problémát jelentett.

Az 1990-es évek elejére kialakult vitás helyzet megnyugtató rendezését kísérelte meg a brit OveArup & Partners International cég által koordinált PHARE projekt, amely a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (NAÜ) felügyelete mellett valósult meg. Legfontosabb megállapítása szerint a telephely alatti pannóniai képződ-



3. ábra. BADA et al. (2005) az olajipari szeizmikus adatokat is figyelembe vevő tektonikai szintézise a kutatási területről

Figure 3. *Tectonic synthesis (BADA et al. 2005) of the study area using also seismic data related to hydrocarbon exploration*

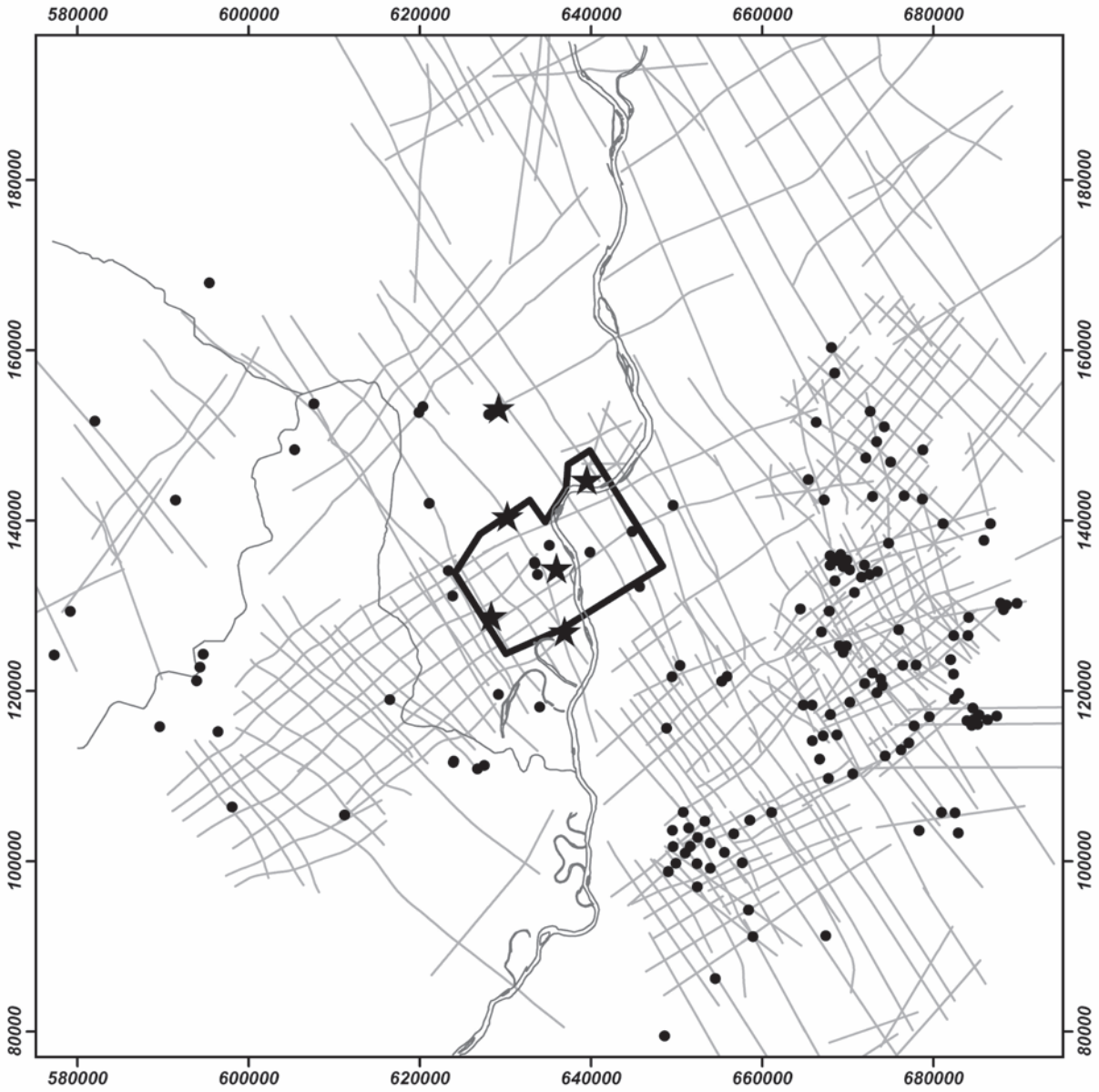
ményeket feldaraboló törészóna nagy valószínűséggel nem tekinthető aktívnak a negyedidőszak során, mivel nem volt vitathatatlan megfigyelési adat ilyen korú képződmények tektonizáltságára (OVEARUP 1996). A kis valószínűséggel bekövetkező események konzervatív kezelése miatt azonban a vetőműködés negyedidőszaki felújulásának lehetőségét 10%-nak tételezték fel a valószínűségi veszélyeztetettség analízis során.

E főbb kutatástörténeti előzmények után került sor a Paks II atomerőművi beruházás földtani kutatási programjához (FKP) kapcsolódó újabb részletes földtani-geofizikai vizsgálatokra 2015–2016 során. A munkánkban bemutatott eredmények e kutatás keretében születtek. A kutatási eredmények Paks II honlapján 2016 ősze óta minden érdeklődő számára elérhetők *(http:// www.paks2.hu/hu/Kozerdeku/KozerdekuDokumentumok/telephelyengedelyezes/telephely_engedelyezes/Documents/ TBJ_2k_5f.pdf)*. Az alábbiakban a legújabb kutatási eredmények tükrében egyrészt jellemezzük a kutatási terület szerkezeti/mélyföldtani alapvonásait és diszkutáljuk/pontosítjuk a korábbi szerkezeti modelleket. Másrészt áttekintjük és elemezzük a neotektonikus fejlődési szakasz szempontjából kulcsfontosságú eredményeket, különös tekintettel a negyedidőszaki vetőaktivitás kérdésére.

A kutatás során felhasznált módszerek és adatbázis

A legnagyobb volumenű geofizikai kutatást a Paks kb. 300 km^2 területű körzetében megvalósított 3D szeizmikus felvételezés jelentette. A terepi adatok feldolgozását a Geomega Kft. végezte, melynek legfőbb eredményét az összegzés utáni (post-stack) és összegzés előtti (pre-stack) migrált adattömbök, továbbá az előbbiből számított koherencia adattömb jelentették (WÓRUM et al. 2015). A felhasznált komplex geofizikai-geológiai adatbázis (*4. ábra*) magába foglalta (i) az új 3D mérést, (ii) a kutatás során lemélyült új szerkezetkutató fúrásokat (PAET–26, –27, –29, –30, –34 és –35), továbbá (iii) az értelmezéshez szintén felhasznált korábban és újonnan mért 2D reflexiós szeizmikus szelvényeket és (iv) archív fúrásokat is. Mindezen integrált geofizikai-geológiai adatrendszerek — az alapvető jelentőségű, georeferált geológiai-geofizikai térképekkel együtt — képezték az elvégzett horizont- és vetőértelmezés alapját.

A bemutatott szeizmikus adatrendszeren elvégzett értelmezés és térképezés célja a földtani felépítést meghatározó rétegtani egységek (l. „Mélyföldtani viszonyok” fejezet) határának követése és az ezeket deformáló vetők



4. ábra. A szeizmikus értelmezéshez felhasznált komplex adatrendszer helyszínrajza (EOV koordinátarendszer): új 3D szeizmikus adattömb (fekete poligon), 2D szeizmikus szelvények (szürke vonalak), archív fúrások (fekete pontok), a kutatás során mélyült új szerkezetkutató fúrások (fekete csillag)

Figure 4. *The location of the integrated geophysical & geological dataset used during seismic interpretation (EOV coordinate system): new 3D seismic cube (black polygon), 2D seismic lines (gray lines), archive wells (black dots) and new stratigraphic wells (black stars)*

térbeli rendszerének meghatározása volt. Az időszelvényeken végrehajtott értelmezés után a kapott időtérképeket a kutatás keretében mért új VSP adatok felhasználásával mélységskálára transzformáltuk, annak szigorú figyelembevételével, hogy az értelmezett réteghatárok egyezzenek meg az archív és az új fúrásokban megismert tényleges réteghatárokkal. Az eredmények alapján alakítottuk ki a kutatási terület új, geológiailag és geometriailag egyaránt konzisztens 3D földtani-tektonikai modelljét. E 3D modell az integrált geofizikai-geológiai adatrendszerben megismert földtani-tektonikai valóság célorientáltan egyszerűsített változata, hiszen annak elemei egyúttal a kutatások során elvégzett különféle modellszámítások bemeneti adatrendszereit is képezték. A kialakított 3D földtani-tektonikai modell jelen munka szempontjából legalapvetőbb eredményeit a „Mélyföldtani viszonyok" fejezetben tárgyaljuk.

Az új 3D szeizmikus méréssel kapcsolatban az volt az elvárás, hogy a térben folyamatos leképzés eredményeképpen jobban megismerhető legyen a medencealjzat, pontosabbá váljék a vetőzónák rendszerének meghatározása és az idősebb (kora- és középső-miocén) és a fiatalabb (pannóniai és fiatalabb) vetők kapcsolatának és geometriájának térképezése. A kutatási tapasztalatok szerint ugyanis a fiatal vetőaktivitás jellemzően a mélyebb sztratigráfiai szintekben gyökerező, idős vetők felújulásához kötődik.

Ebből következően a fentiek megvalósulása teremtette meg annak lehetőségét, hogy a fiatal vetők felszínközeli megjelenését alkalmasan lokalizált, nagyfelbontású 2D geofizikai mérésekkel — szárazföldi P és S hullám reflexiós szelvényezések, dunai pszeudo-3D szeizmikus mérések és multielektródás geoelektromos (MUEL) szelvényezések (áttekintő összefoglalásukat lásd Tóth 2016) — megismerjük.

A feljebb ismertetett 2D és 3D szeizmikus adatrendszereken (*4. ábra*) térképezett vetők felszínközeli geometriájának és ezúton az aktivitás korának pontosabb megértéséhez az MFGI nagyfelbontású P-hullám reflexiós méréseket végzett 9 db szelvény mentén, együttesen 30 km összhosszúságban (Kovács et al. 2016). Ezt követően került sor a 2D S-hullám sekélyreflexiós szeizmikus szelvények kijelölésére és lemérésére. Ez utóbbiak azért voltak kiemelkedő jelentőségűek, mert — szemben a 2D P-hullám reflexiós szeizmikus szelvényekkel — a negyedidőszaki rétegeket is megfelelő minőségben képezték le. Ezáltal lehetőség nyílott a kutatástörténeti áttekintésben is említett negyedidőszaki tektonikai érintettség kérdésének adekvát vizsgálatára. Az S-hullám reflexiós szeizmikus szelvények a nagyfelbontású 2D P-hullám reflexiós szeizmikus szelvények azon szakaszain kerültek kijelölésre, melyeken a leképezett legfiatalabb rétegeket is harántoló vetők voltak azonosíthatók. Ugyancsak a nagyfelbontású P-hullám reflexiós mérések eredményeire is támaszkodva került sor a MUEL tomográfiás szelvényezésre (Geomega Kft.) összesen 11 db geoelektromos szelvénnyel. Ez utóbbi módszer szárazföldi területen tudja leképezni a kőzetek elektromos fajlagos ellenállásának változásait a fizikai felszíntől néhányszor 10 méteres mélységig. A módszer az egyébként nehezen leképezhető negyedidőszaki képződmények belső felépítéséről és szerkezetéről nyújtott tehát további részletes adatokat, amelyek a 2D S-hullám sekélyreflexiós szeizmikus szelvények értelmezése során is fontos támogatást jelentettek.

Nagyfelbontású vízi szeizmikus mérésre a Dunán került sor, hiszen a térképezett, kiemelkedő jelentőségű vetők egy része a kutatási területen áthalad a folyó alatt. Speciális egycsatornás eszközzel, nagyfrekvenciás hanghullámok segítségével és néhány méteres szelvényközzel felvételezve közvetlen a mederfenéktől néhány méter mélységig „pszeudo-3D" leképzés valósítható meg (áttekintésért l. Wórum et al. 2016). Időigénye és technikai kivitelezésének bonyolultsága miatt ilyen sűrűségű felvételezést csak limitált terjedelemben lehetett megvalósítani, ezért a mérésre alkalmasan kiválasztott területrészeken (ún. mérési blokkokban) került sor, messzemenően figyelembe véve a 2D és 3D szeizmikus adatrendszereken elvégzett vetőtérképezés eredményeit.

A feljebb tárgyalt valamennyi nagyfelbontású geofizikai mérés eredményét is integráltuk a kiértékelés során felépített projektbe, amely az egységes értelmezés lehetőségét biztosította a teljes geofizikai-geológiai adatrendszeren, ideértve az eredmények közt említett kutatóárkot is, amelynek munkálatait és eredményeit Ács et al. (2016) munkája tárgyalja részletesen (2.1.4.2 és 3.1.2.3 fejezetek). A nagyfelbontású 2D és „pszeudo-3D" geofizikai mérések legfőbb eredményeit — a teljesség igénye nélkül — a „Neotektonikai észlelések" fejezetben ismertetjük, mindenekelőtt a fő tektonikai következtetésekre koncentrálva.

Eredmények

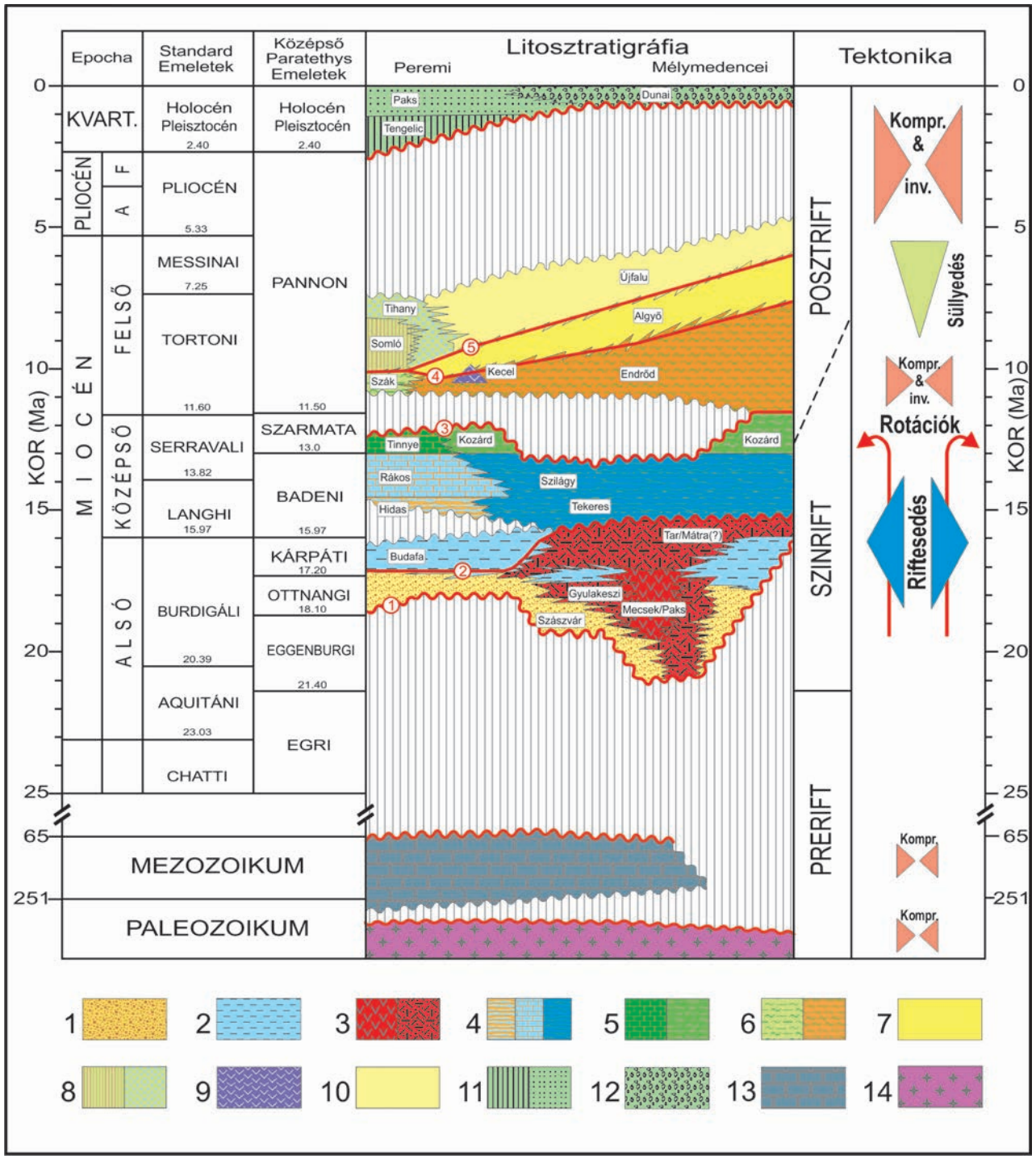
Mélyföldtani viszonyok

Az előző fejezetben bemutatott 2D-3D szeizmikus adatrendszeren öt, a terület földtani felépítésében kiemelkedő szerepű, regionális geológiai határfelület — prekainozoos aljzat-tető, alsó-miocén tető, középső-miocén tető, Endrődi-tető, Algyői-tető — térképezésére került sor. Ezek rétegtani definícióját és kronológiai viszonyait, továbbá a terület sematikus tektono-sztratigráfiai modelljét az *5a–b ábrák* mutatják be. E geológiai horizontok, továbbá a szintén térképezett vetőrendszerek képezték a kialakított 3D földtani-tektonikai modell két alapvető, mélységkonvertált téradatrendszerét. Ezek egyes elemei földtanilag és geometriailag egyaránt konzisztens 3D adatrendszereket képviselnek.

Terjedelmi okok miatt e munkában nincs mód a 3D földtani-tektonikai modell valamennyi elemének részletes ismertetésére. A továbbiakban ezért a mélyföldtani felépítés alapvonásait néhány kiválasztott horizont mélységtérképével, illetve tömbdiagramjával szemléltetjük (*6–7. ábrák*). Bemutatunk továbbá egy, a kutatási területet ÉNy–DK-i irányban harántoló, a földtani felépítés legfontosabb jellemzőit jól illusztráló földtani szelvényt is (*8. ábra*), amelyet a 3D földtani-tektonikai modell felhasználásával szerkesztettünk.

Bár munkánk fókuszában mindenekelőtt a szerkezeti viszonyok ismertetése áll, azonban ezzel igen szoros kapcsolatban állnak a legalapvetőbb földtani vonások, így tárgyalásunkban röviden azokra is kitérünk. A 3D földtani-tektonikai modell a kutatási területen meghatározó szerepű vetőket tartalmazza, így a további, a modell alapján készült illusztrációk a lokális jelentőségű, kisebb vetőket nem tüntetik fel, jóllehet ezeket is azonosítottuk és értelmeztük munkánk során. Fontos továbbá kiemelni, hogy a kutatás során azokat a vetőket tekintettük neotektonikusan aktívnak, amelyek a szeizmikus szelvényeken a pannóniai selfprogradációt jelölő Algyői Formáció (*5a–b ábrák*) tetőhorizontját jól észlelhetően átmetszették/elvetették (vö. *7. ábra*). A tapasztalatok szerint e vetők döntő többsége az Algyői Formációnál fiatalabb pannóniai képződményekben is érdemi, a szeizmikus adatrendszereken jól észlelhető deformációt hozott létre, s jelentős területi kiterjedésben a kvarter/pannóniai diszkordancia felületig, illetve annak közelébe hatoltak (vö. *14. ábra*).

A 3D földtani-tektonikai modell egyik legfontosabb, és egyben a legmélyebb helyzetű térképezett elemét a prekainozoos aljzattető alkotja, amely egy alapvető fontosságú unkonformitást (1. jelű diszkordancia-felület, *5a–b ábrák*) jelöl. Alább e geológiai horizont mélységtérképét, az azon meghatározott vetőrendszereket, valamint az elkülönített aljzatmorfológiai elemeket mutatjuk be (*6. ábra*).

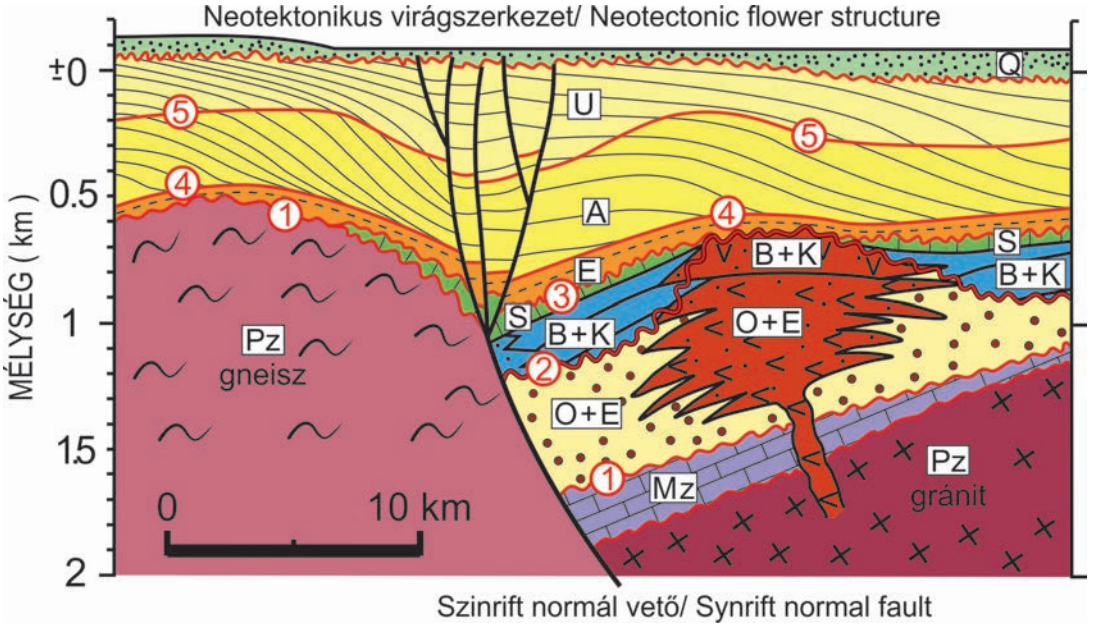


5a ábra. A kutatási terület képződményeinek áttekintő időrétegtani diagramja (módosítva HORVÁTH et al. [2015] után, és MAGYAR et al. [e kötet] eredményeinek figyelembevételével). A számozott (1-5) piros vonalak a 3D földtani modellben szereplő, a szeizmikus adatrendszeren (4. ábra) regionálisan térképezett horizontok időrétegtani helyzetét mutatják. Litosztratigráfia: álló felirat – formáció, *dőlt* – tagozat

1. tavi-folyóvízi képződmények 2. abráziós képződmények 3. szubvulkáni andezit, illetve riolit- és riodácit ártufa 4. tengerparti szenes-márgás képződmények és biogén mészkövek, illetve nyíltvízi aleurolitos-márgás és agyagmárga 5. brakkvízi biogén mészkő és homokos agyagmárga, mészmárga 6. tavi medenceperemi márga és nyíltvízi agyagmárga-mészmárga 7. tavi progradáló és aggradáló selflejtő képződmények 8. medenceperemi és mocsári agyagmárga-, homok-, lignitrétegek 9. Keceli Bazalt Formáció 10. delta és alluviális síkságon képződött agyagmárga, aleurolit és homokkő 11. Negyedidőszaki lösz–paleotalaj rétegsor (Paksi Formáció) és alatta települő vörösagyag (Tengelici Formáció) 12. Felső-pleisztocén–holocén folyóvízi homok és kavicsos homok 13. Permo-mezozoos képződmények 14. Paleozoos kristályos kőzetek.

Figure 5a. *Stratigraphic chart of the geological formations occurring in the study area (modified after HORVÁTH et al. [2015], considering also the results of MAGYAR et al. [this volume]). Numbered red lines (1-5) show the position of the regional geological horizons mapped on the seismic dataset (Figure 4) and subsequently integrated into the 3D geological-structural model of the area. Lithostratigraphy: normal letters - formation, italics- member*

1. Fluvial and lacustrine rocks 2. Abrasional formations 3. Subvolcanic andesite & rhyolitic to rhyodacitic ignimbrite and tuff 4. Marine coastal coal-bearing, marly formations & biogenic limestone and open marine silty claymarl 5. Brackish biogenic limestone & sandy claymarl, calcmarl 6. Lacustrine marginal marl & deep basinal claymarl/calcmarl 7. Lacustrine shelf slope silty/marly formations 8. Basin marginal and marshy claymarl, sand and lignite 9. Kecel Basalt Fm 10. Claymarl, silt- & sandstone deposited on delta and alluvial plain 11. Quarternary loess-palaeosoil series (Paks Fm) underlying by red clay (Tengelic Fm) 12. Upper Pleistocene - Holocene fluvial sand and gravelly sand 13. Permo-Mesozoic formations 14. Palaeozoic crystalline rocks



5b ábra. A kutatási terület elvi földtani szelvénye a 3D földtani modellben szereplő térképezett geológiai horizontokkal, illetve unkonformitásokkal: (1) a medencealjzat teteje, (2) kontinentális törmelékes/vulkáni miocén tető, (3) tengeri miocén tető, (4) Endrőd-tető, (5) Algyő-tető Q = negyedidőszaki képződmények; U = Újfalui Form.; A = Algyői Form.; E = mélymedencei pelitekből felépülő Endrődi Form.; S = szarmata képződmények; B+K = tengeri partszegélyi és nyíltvízi badeni és kárpáti rétegek; O+E = alsó-miocén ottnangi és eggenburgi törmelékes összlet; K+B = kárpáti Tari Dácittufa és badeni Mátrai Andezit Form.; O+E = ottnangi(?) és eggenburgi Gyulakeszi Riolittufa és Mecseki(/Paksi) Andezit Form.; Mz/Pz = mezozoos, illetve paleozoos aljzat

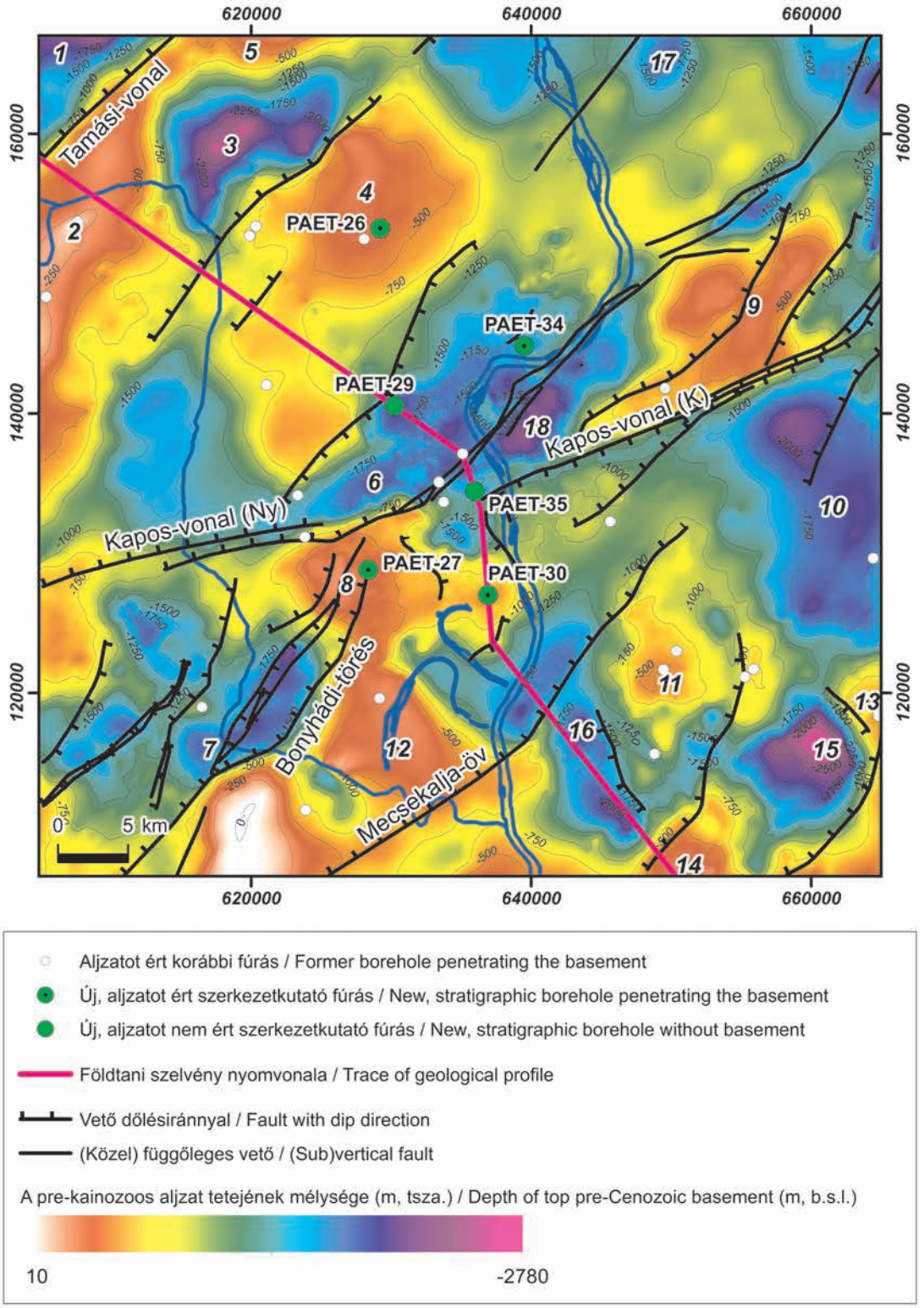
Figure 5b. *Schematic geological cross section of the study area showing also the mapped regional geological horizons/unconformities – (1) top pre-Cenozoic basement, (2) top of continental Miocene clastics/volcanics, (3) top of marine Miocene, (4) top-Endrőd, (5) top-Algyő – constituting the 3D geological-structural model of the area*

Q = Quarternary formations; U = Újfalu Form.; A = Algyő Form.; E = Endrődi Form. consisting of deep basinal marls; S = Sarmatian formations; B+K = marine coastal and open marine Badenian és Karpatian formations; O+E = Lower-Miocene Ottnangian and Eggenburgian siliciclastics; K+B = Karpatian Tar Dacite Tuff and Badenian Mátra Andesite Form.; O+E = Ottnangian(?) and Eggenburgian Gyulakeszi Rhyolite Tuff and Mecsek(/Paks) Andesite Form.; Mz/Pz = Mesozoic and Palaeozoic basement rocks

A térkép alapján a kutatási területen a pre-kainozoos aljzat erősen tagolt morfológiájú, számos kisebb-nagyobb magaslat és süllyedék különíthető el, amelyek esetében — főként a terület északi részén — szembeötlő a gyakori ÉK–DNy-i irányítottság, míg É(É)Ny–D(D)K-i irányítottság csak ritkábban, jellemzően a terület déli részén fordul elő (lásd még alább). A süllyedékekben a változatos litológiai kifejlődésű, az 1 km-t sokszor jócskán meghaladó vastagságú alsó-miocén szárazföldi törmelékes, illetve magmás (vulkáni) képződmények (*5a és 5b ábrák*) lényegében mindenhol jelen vannak, míg az aljzatmagaslatokról többnyire hiányoznak (*8. ábra*). E képződmények a fúrási adatokon túl elsősorban a jellegzetes zavart/kaotikus szeizmikus fácies alapján különíthetőek el a felettük települő, jellemzően jól követhető, rétegzett belső szerkezetet mutató, tengeri középső-miocén (főként szarmata–badeni) összlettől. Az új szerkezetkutató fúrások vulkáni kőzetanyagán végzett geokronológiai vizsgálatok eredményei (Harangi 2016a, b) egyértelműen igazolták a kora-miocén magmás tevékenység kiemelkedő szerepét a vizsgált területen (*8. ábra*), megerősítve a megelőző szeizmikus térképezés során kialakult, erre vonatkozó hipotézist.

Az alsó-miocén képződmények felett települő tengeri középső-miocén összlet a kutatási területen, néhány aljzatmagaslat kivételével, általános elterjedésű (*8. ábra*). A kisebb-nagyobb süllyedékek — helyenként ugyan némi térbeli eltolódással — többnyire követik a kora-miocénben kialakult fő üledékgyűjtő zónákat. A depocentrumokban a feljebb tárgyalt alsó-miocén vastagságviszonyokhoz képest lényegesen kisebb átlagos vastagság (jellemzően 200–500 m között) figyelhető meg, míg a jelentősebb süllyedékek közti területeken a középső-miocén üledékek jellemzően vékony „lepelként" (<100–150 m) települnek az idősebb miocén, illetve a különböző prekainozoos képződményekre (*8. ábra*). Mindez a terület mérsékelt ütemű süllyedését jelzi a középső-miocén során, viszonylag intenzívebb süllyedés csak a kora-miocénben létrejött vetők mentén történt. Ez utóbbiak részben már meglévő, a variszkuszi és/vagy kréta orogenezishez kötődő, jellemzően ÉK–DNy-i irányítottságú aljzati struktúrákhoz is kapcsolódhattak, hiszen ez az aljzati irányítottság (Haas et al. 2010, illetve Szerkezetalakulás fejezet) a későbbi szerkezetalakulási fázisok során is érdemi preformációt képezhetett lokálisan.

A késő-miocén (pannóniai) elejére a bemutatott aljzatmorfológiai képhez alapvonásaiban hasonló, de annál jóval kisimultabb, kevésbé tagolt morfológia jött létre a kora- és középső-miocén ciklus során végbement „feltöltés" eredményeként (*8. ábra*). A pannóniai ciklus során a leginten-zívebben süllyedő részterületeket a Bonyhádi-medence, az Ozorai-árok, a Keceli-árok, továbbá a Fajszi- és Borotai-süllyedékek jelentik (*6. ábra*). Ezekben jelentős, helyenként akár a 200–300 métert is elérő vastagságban rakódott le az

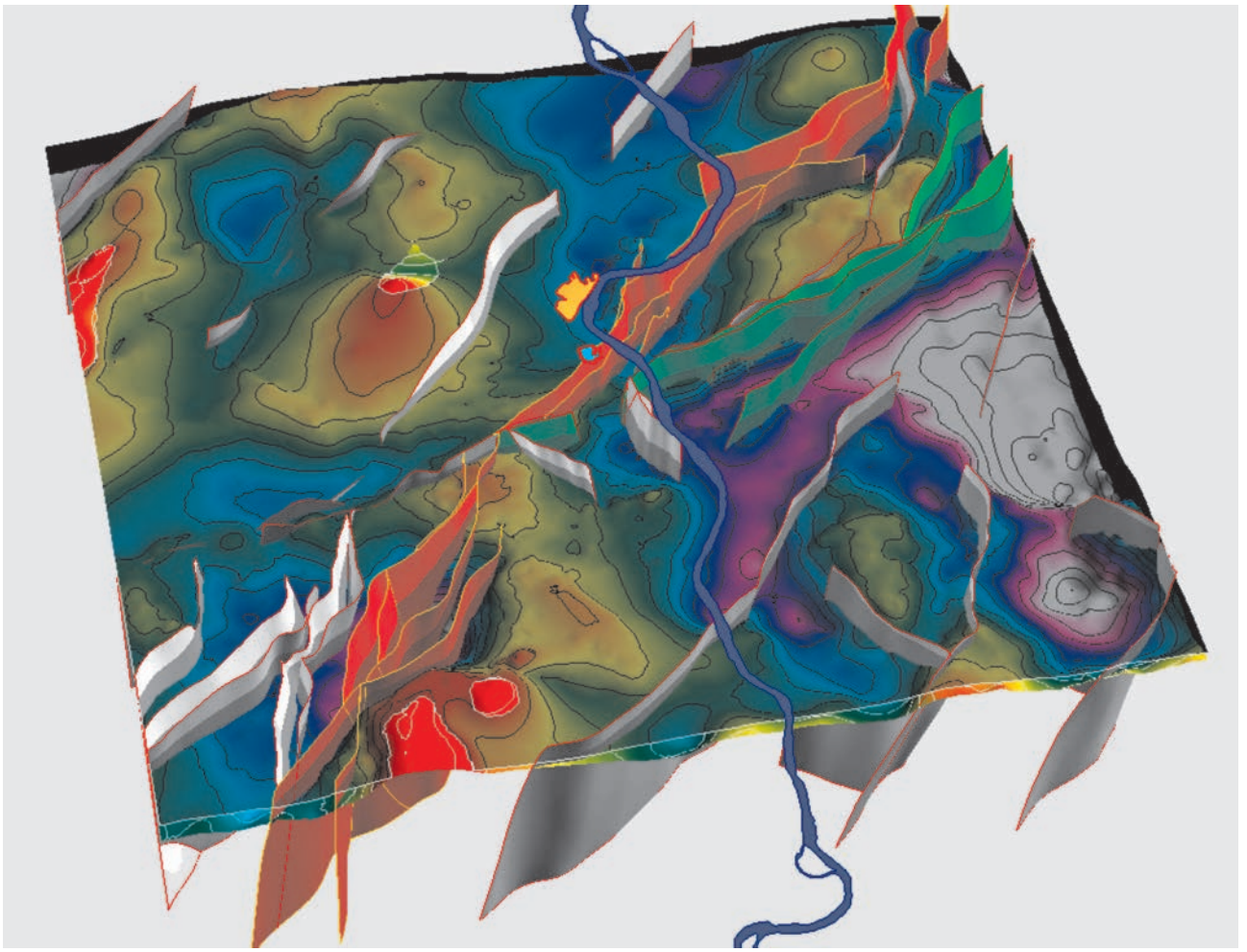


6. ábra. A prekainozoos aljzattető mélységtérképe a főbb aljzatmorfológiai elemek és vetőrendszerek feltüntetésével (EOV koordinátarendszer). A földtani szelvényt (lila vonal) a 8. ábra mutatja be

1. Ozorai-árok 2. Tamási-magaslat 3. Simontornyai-süllyedék 4. Németkéri-magaslat 5. Sárbogárdi-magaslat 6. Tengelic–Paksi árok 7. Bonyhádi-süllyedék 8. Tolnai-magaslat 9. Szentkirályi-magaslat 10. Keceli-árok 11. Miskei-magaslat 12. Mórágy–Szekszárdi-magaslat 13. Jánoshalmai-magaslat 14. Sükösdi-magaslat 15. Borotai-süllyedék 16. Fajszi-árok 17. Újsolti-árok 18. Géderlaki-árok

Figure 6. Depth map of the pre-Cenozoic basement showing also the main basement morphological elements (numbers), as well as mapped fault systems (EOV coordinate system). The indicated geological profile (magenta line) is shown on Figure 8

1. Ozora trough 2. Tamási high 3. Simontornya basin 4. Németkér high 5. Sárbogárd high 6. Tengelic–Paks trough 7. Bonyhád basin 8. Tolna high 9. Szentkirály high 10. Kecel trough 11. Miske high 12. Mórágy-Szekszárd high 13. Jánoshalma high 14. Sükösd high 15. Borota basin 16. Fajsz basin 17. Újsolt trough 18. Géderlak trough



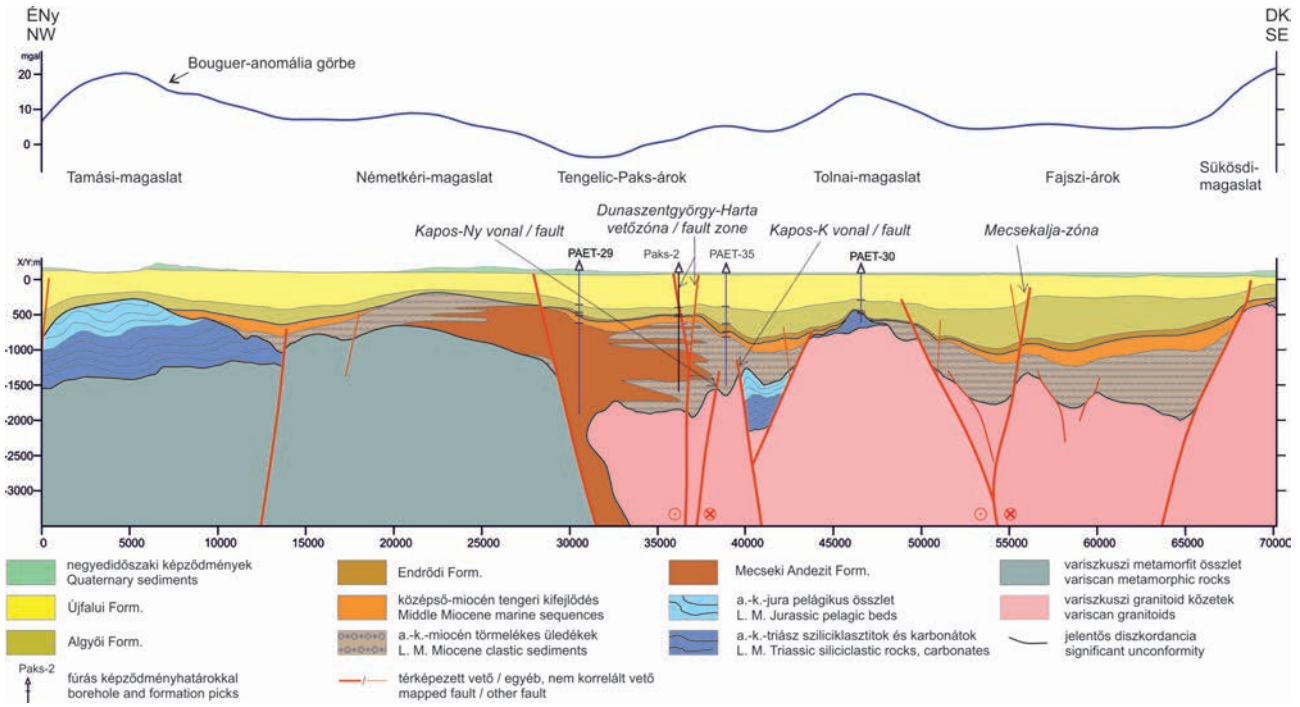
7. ábra. A 3D földtani modell perspektivikus nézete DDK felől a pannon fekü (színezett) és az Algyői Formáció tetejének (transzparens) horizontjaival, valamint a vetőfelületekkel. Pirossal jelölt vetők: Bonyhád–Dunaszentgyörgy–Harta, zölddel jelölt vetők: Kapos–Kelet neotektonikus deformációs zóna

Figure 7. *Oblique view of the 3D geological-structural model from the SSE showing the base Pannonian (coloured) and top Algyő Formation (transparent) horizons, as well as mapped fault surfaces. Red faults: Bonyhád–Dunaszentgyörgy–Harta, green faults: Kapos–East neotectonic deformation zones*

Endrődi Márga. A nagyobb süllyedékek mellett kisebb, elnyúlt („szilvamag-alakú"), ÉK–DNy-i csapású vetőzónákhoz (pl. Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna, lásd alább) kapcsolódó, transztenziós eredetű pull-apart medencékben is intenzív üledékképződés zajlott. A kevésbé intenzíven süllyedő részterületeken a progradáló selfperem agyagos-aleuritos képződményeivel (Algyői F.) indult a pannóniai üledékképződés, amely az egész kutatási területen általános elterjedésű, így az Endrődi Márga felett is ez települ. A selfperem Magyar (2010) vizsgálatai alapján megközelítően 8,5–7 millió éve haladt át a kutatási területen. A selflejtő előtti mélymedencében lerakodó turbidites képződmények (Szolnoki F.) hiányoznak, ugyanis a kutatási területet a tágabb környezethez viszonyítva csak mérsékelt süllyedés jellemezte a pannóniai során. Az Algyői F. felett egységesen az Újfalui és Zagyvai Formációkba sorolt, jellemzően néhány száz méter vastagságú homokos-agyagos képződmények települnek (*8. ábra*). Ezek felett jelentős szög- és eróziós diszkordanciával a meglehetősen vékony (max. pár 10 m vastag) negyedidőszaki üledékek következnek.

A kutatási terület szerkezeti képét tekintve meghatározó elem az aljzatban regionális skálán (medence léptékben) is jól követhető, KÉK–NyDNy-i irányítottságú „Kapos-vonal" (*6. ábra*). A „vonalat" valójában meredek (70–80°-os) dőlésű törések alkotják, melyek a részletes térképezés szerint Dunaszentgyörgytől nyugatra egy északi dőlésű, keletre pedig egy déli dőlésű, viszonylag szűk vetőzónát alkotnak. E vetőszegmensek az átfedő rövid szakaszon sátorszerűen hajlanak egymáshoz (*8. ábra*). Míg a vonal keleti szegmense markáns neotektonikus aktivitást mutat a szeizmikus szelvényeken, addig a nyugati szakasz neotektonikusan lényegében inaktív a vizsgálati területen (vö. *7. ábra*).

A „Kapos-vonaltól" északra azonosított vetők, hasonlóan az aljzatmorfológiai elemek többségéhez, uralkodóan ÉK–DNy-i irányítottságúak (*6. ábra*). Közülük kiemelkedő jelentőségű a Közép-magyarországi vonal részét képező Tamási-vonal és a jelen kutatás során Dunaszentgyörgy–Harta vetőzónaként azonosított vető, amelyet már a korábbi tanulmányok is jeleztek. Ez utóbbi a Kapos-vonal keleti szakaszával együtt a kutatási terület legintenzívebb neotektonikus aktivitást mutató szerkezeti eleme. Tipikus



8. ábra. ÉNy–DK irányú földtani szelvény, amely a kutatási terület fő rétegtani egységeit és a vetőket mutatja. A szelvény felett kék színnel a Bouguer-anomália szelvénymenti lefutását tüntettük fel. A szelvény nyomvonala a 6. ábrán látható

Figure 8. *NW–SE oriented geological cross section showing the main stratigraphic units and faults of the study area. Blue line above shows the Bouguer-anomaly curve along the section. The trace of the profile is shown on Figure 6*

„virágszerkezetet" mutató belső struktúrájuk és a 3D adattömb idősíkmetszeteiben jól megfigyelhető másodlagos kapcsolódó formaelemek (Riedel-törések) alapján e vetők oldaleltolódásnak minősíthetők a neotektonikus fázis során.

A „Kapos-vonaltól" délre is jellemzőek az ÉK–DNy-i csapású vetők, de e részterületen más irányú, főként (É)ÉNy–(D)DK-i csapású vetők is megjelennek (*6. ábra*). A „Kapos-vonaltól" délre megjelenő vetők közül kiemelkedő jelentőségű a Bonyhádi-medence DK-i peremén húzódó, ÉK–DNy-i csapású mestervető (Bonyhádi-törés) és a hozzá csatlakozó, összességében hasonló irányú vetőrendszer, amely DNy felé a Mecsek északi pikkelyzónájának deformációs övéhez csatlakozik. E vetőzóna mind irányítottság, mind a szerkezeti jelleg és neotektonikai aktivitás szempontjából igen hasonló a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzónához. A neotektonikai aktivitás tekintetében így lényegében egységesen viselkedő Bonyhád–Dunaszentgyörgy–Harta vetőrendszerről beszélhetünk (*7. ábra*). A Bonyhádi-törés mellett a déli részterületen regionálisan ugyancsak kiemelkedő jelentőségű szerkezeti elem a neotektonikusan szintén aktív (KONRÁD & SEBE 2010) Mecsekalja-vonal (*6–7. ábrák*).

A Bonyhádi-törés kapcsán kell megemlíteni, hogy a PAET–27 fúrás (*6. ábra*) több mint 300 m vastagságban harántolt mezozoos képződmények alatt, éles szerkezeti kontaktussal, alsó-miocén törmelékes üledékes összletbe jutott, és abban is állt le (ÁCS et al. 2016: 2.1.3.2 fej., 16. ábra). A szeizmikus szelvények tanúsága szerint e deformáció a tengeri középső-miocén képződményeket már egyáltalán nem érintette, azok a mezozoos aljzatképződmények felett zavartalan üledékes kontaktussal települnek. Mindez a kora-miocén végén végbement transzpresszív/kompresszív? jellegű szerkezetalakulást jelez. A szeizmikus szelvényeken helyenként megfigyelhető szögdiszkordancia az alsó- és tengeri középső-miocén képződmények határán (2. jelű geológiai horizont) ugyancsak e szerkezetalakulási esemény jelentőségére hívja fel a figyelmet.

A 3D földtani modell egyes elemeit térben is szemléltető perspektivikus megjelenítés (*7. ábra*) és a pre-kainozoos aljzat mélységtérképének (*6. ábra*) összehasonlítása alapján jól látható, hogy az általános vetőmintázat igen hasonló a térképezett geológiai horizontokon, azaz a pannóniai rétegsort harántoló vetők döntően a már jelenlévő aljzati vetők felújulásával képződtek a neotektonikai fejlődési szakaszban.

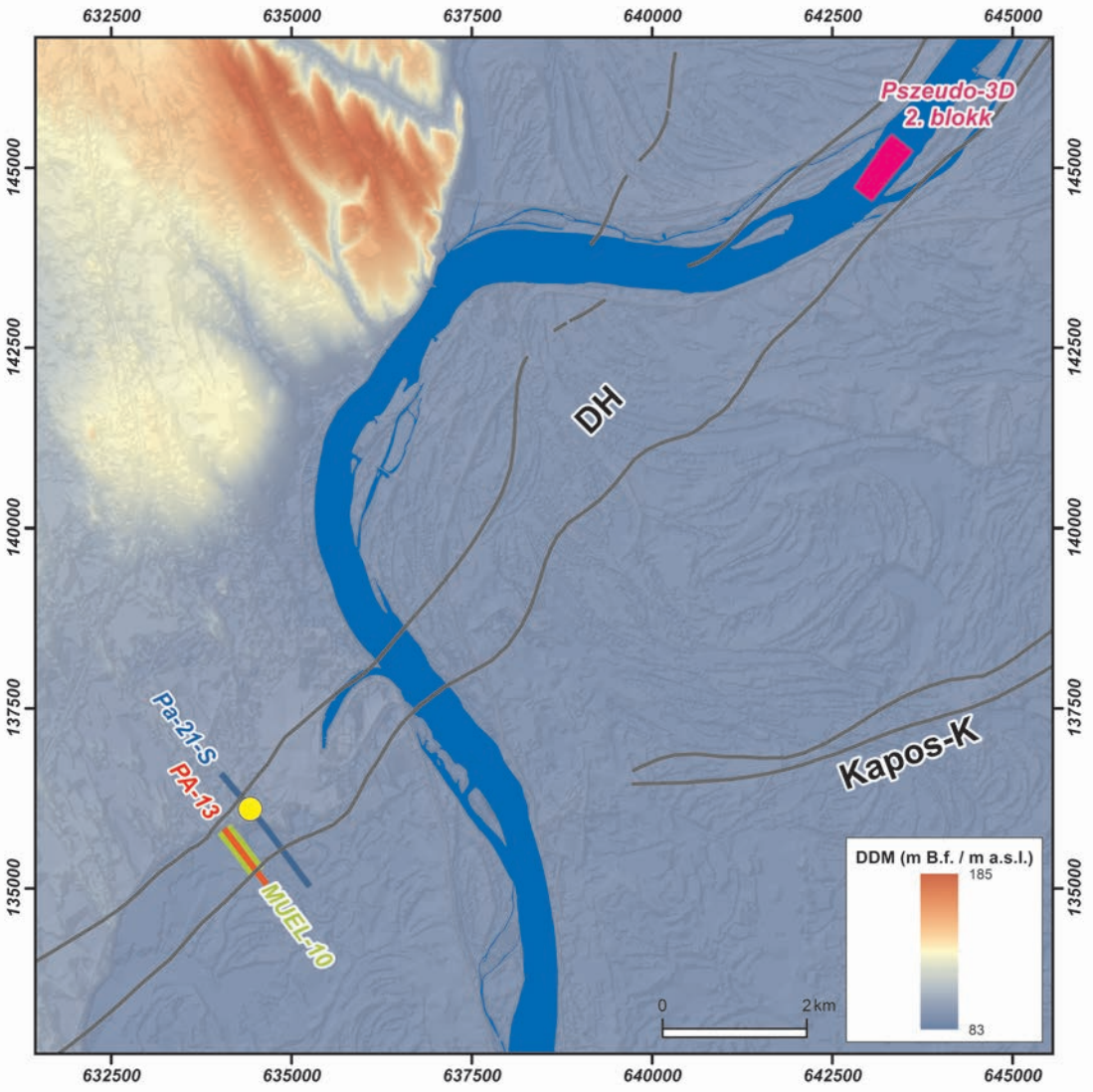
Neotektonikai észlelések

A lefolytatott kutatás tapasztalatai szerint a negyedidőszaki összlet tektonikus érintettségét csak kombinált, nagyfelbontású speciális geofizikai-geológiai vizsgálatokkal (S-hullám reflexiós szeizmika, nagyfelbontású elektromos tomográfia [MUEL], sekélyfúrások, árkolás) lehetett kielégítően alátámasztani/elvetni. E mérések kitűzésére és megvalósítására — ahogy ezt már a módszertani fejezetben is hangsúlyoztuk — a kialakított új 3D földtani-tektonikai modell, illetve a nagyfelbontású szárazföldi 2D P-hullám szeizmikus mérések eredményeinek maximális figyelembe-

vételével került sor. A negyedidőszaki tektonikai aktivitás szempontjából kulcsfontosságú nagyfelbontású mérések/vizsgálatok helyszíneit a *9. ábra* foglalja össze.

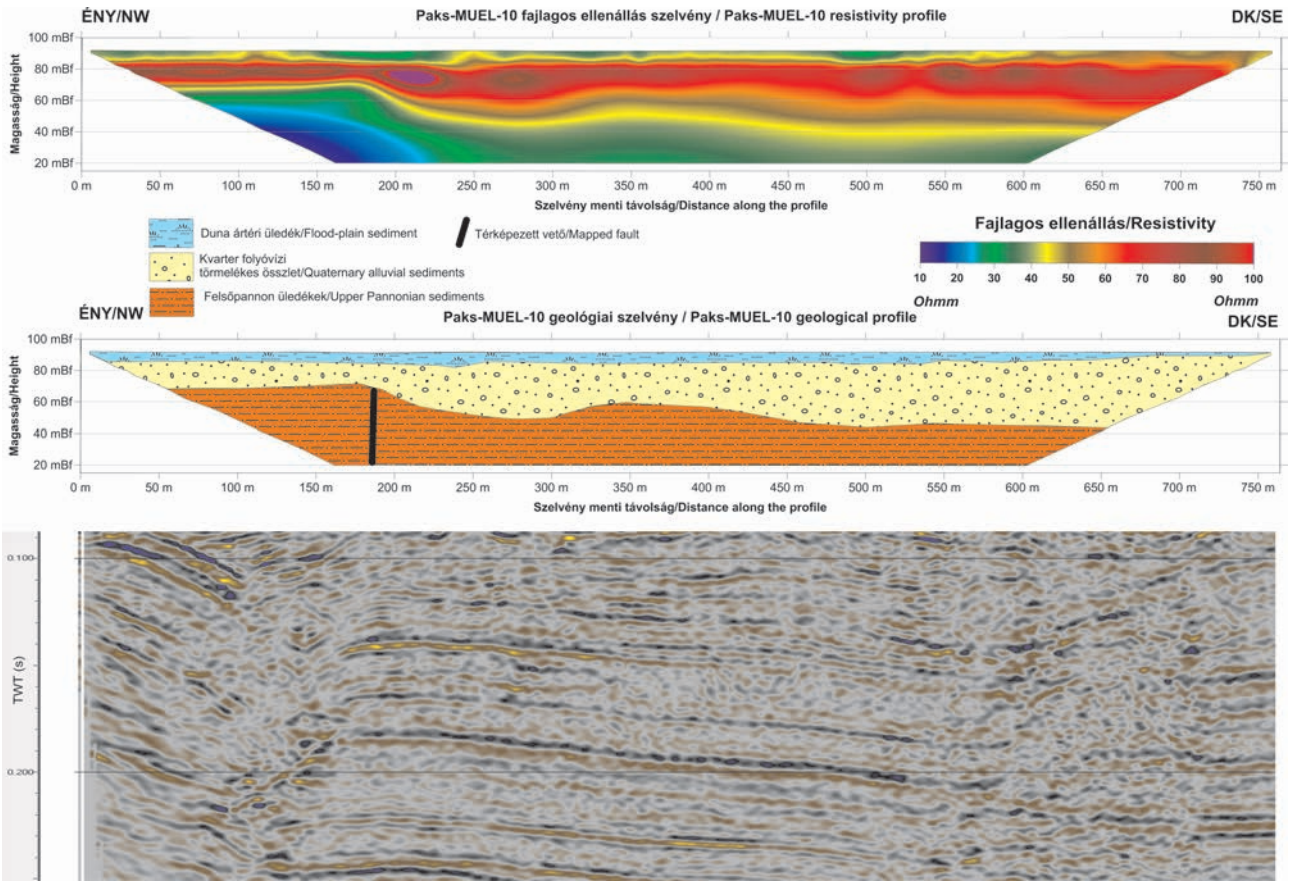
A nagyfelbontású speciális vizsgálatok közül először a geoelektromos vizsgálatok eredményeit tárgyaljuk. Ezek a geofizikai szelvények egyrészt jól leképezték a pannon-kvarter diszkordancia felületet, másrészt lehetővé tették a recens folyami üledékek finom- és durvaszemcséjű üledékes részegységeinek elkülönítését is. A nagyfelbontású 2D P-hullám szeizmikus mérésekhez kapcsolódó 11 db MUEL szelvény mindegyike a pannóniai összletben észlelt vetőkkel jól korrelálható, markáns felszínközeli ellenállás anomáliákat mutatott (Kudó et al. 2016). Ezzel erős támogatást adtak a negyedidőszaki üledékek (de legalábbis azok alsó tartományának) tektonikus érintettségére. A fajlagos ellenállások oldalirányú változásai azonban értelmezhetők laterális litológiai kontraszttal is. Utóbbiak pedig a nagyon változatos fáciesű negyedidőszaki összletben sűrűn és előrejelezhetetlenül fordulhatnak elő, ezért a MUEL mérések nyújtotta eredményeket önmagukban még nem tekintettük perdöntőnek a negyedidőszaki tektonikai érintettség kérdésében. E mérések közül a MUEL–10 szelvényét mutatjuk be, amelyet összevetünk a vele gyakorlatilag azonos nyomvonalon futó, az ELGI által 1994-ben mért Pa–13/94 jelű, nagyfelbontású szárazföldi szeizmikus szelvénnyel is (*10. ábra*).

A Pa-13/94 szeizmikus reflexiós szelvényen jól látszó, a pannóniai/negyedidőszak diszkordancia felületet elérő vetővel — amely a 3D földtani-tektonikai modellben a Dunaszent-



9. ábra. A bemutatott nagyfelbontású geofizikai mérések és a kutatóárok (sárga kör) helyszínrajza (EOV koordinátarendszer). Háttér: a kutatási terület digitális terepmodellje. Szürke vonalak: a kutatási terület legfontosabb neotektonikus vetőzónáinak (DH: Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna, Kapos–K: a Kapos-vonal keleti szegmense) helyzete a negyedidőszaki képződmények bázisára vetítve a 3D földtani-tektonikai modell alapján

Figure 9. *Overview map (EOV coordinate system) of the introduced high-resolution geophysical surveys and trench (yellow circle). Background: the digital elevation model (DEM) of the study area. Gray lines: location of the most important neotectonic fault zones (DH: Dunaszentgyörgy–Harta fault zone, Kapos–K: eastern segment of the Kapos-line) of the 3D geological-structural model projected to the base Quaternary horizon*



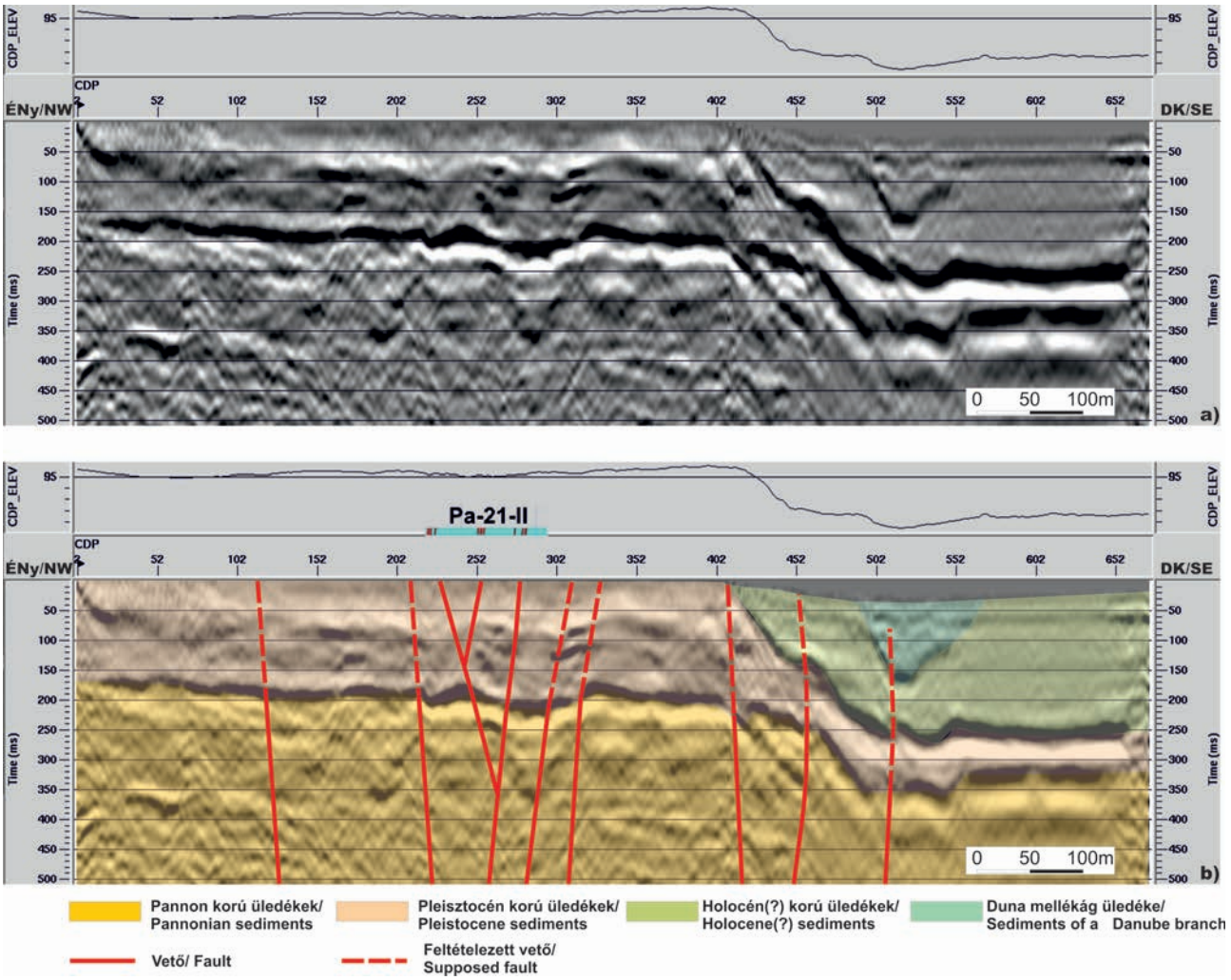
10. ábra. A Paks-MUEL-10 geoelektromos szelvény (fent) és értelmezése (középen). Alul: a MUEL-10 szelvénnyel lényegében megegyező nyomvonalú (vö. *9. ábra*), korábban mért nagyfelbontású Pa-13/94 szeizmikus szelvény a Paks-MUEL-10 szelvénnyel identikus részlete (TÓTH 2003 alapján). A szeizmikus szelvény horizontális léptéke megegyezik a bemutatott geoelektromos szelvényével

Figure 10. *The geoelectric profile Paks-MUEL-10 (upper) and its geological interpretation (middle). Below: identical detail from the high-resolution 2D seismic line Pa-13/94 (shot in 1994), having practically an identical trace with that of the geoelectric profile Paks-MUEL-10 (see Figure 9). The horizontal scale of the seismic profile is the same as that of the Paks-MUEL-10 geoelectric profile*

györgy–Harta vetőzóna északi peremtörésének (*9. ábra*) feleltethető meg — megegyező helyen a MUEL–10 szelvényen a mélyebb, durvatörmelékes fluviális negyedidőszaki rétegekben markáns kivastagodás észlelhető. Ez értelmezhető (1) a vető kora-negyedidőszaki folyamatos aktivitásával és az ebből következő kismértékű folyamatos süllyedéssel, vagy (2) a késő-pannóniai vetőműködés következményeként a kvarter kezdetére kialakult olyan topográfiai különbséggel, amely a negyedidőszaki üledékképződést alapvetően preformálta. A kétféle értelmezés közül pusztán a MUEL–10 szelvény alapján nem lehet egyértelműen állást foglalni, sőt ebben az esetben még a két módszer kombinációja is csak valószínűsítette, de nem tette egyértelművé a negyedidőszaki tektonikai aktivitás megítélését.

Ugyanakkor egyértelmű eredményre vezetett az előzőektől néhány 100m-re északkeletre a Geomega Kft. által 2016-ban mért Pa–21–S jelű S-hullám sekélyreflexiós szeizmikus szelvény, illetve az annak nyomvonalán (valamint annak közelében) mélyült Pa–21– jelű vetőkutató sekélyfúrások, továbbá mindezek tapasztalatait is figyelembe vevő árkolás eredményei (*9. ábra*). A Pa–21–S szeizmikus szelvényen elsődlegesen értelmezett vetőkép (*11. ábra*) arra mutatott, hogy a vetődés a negyedidőszaki képződmények felszínközeli tartományát is érinthette. A szeizmikus szelvény alapján lemélyült 7 db sekélyfúrás földtani adatai egyértelműen igazolták a kvarter rétegsor bázisán települő Tengelici Vörösagyag tektonikus érintettségét a képződmény megléte/hiánya, továbbá a maganyagban talált vetőkarcok alapján (ÁCS et al. 2016: 2.1.3.2 fej., 245. ábra).

A Pa-21-S jelű reflexiós szeizmikus szelvény szerkezeti értelmezése alapján került sor a felszíntől számítva 3m mély kutatóárkok (Pa–21–I és –II) kialakítására a szelvény északnyugati részén (*9. ábra*). A Pa–21–S szelvénnyel párhuzamos helyzetű, 80 m hosszú Pa–21–II árokban különböző szeizmotektonikus eredetű szerkezetek (szeizmitek, homokinjekciókkal kísért törések/hasadékok, tektonikus elmozdulási felületek; részletesen lásd ÁCS et al. 2016: 3.1.2.3 fejezet) tárultak fel felső-pleisztocénba sorolt futóhomokban. E szerkezetek pont ott jelentkeztek, ahol azt a Pa–21–S szelvényen értelmezett vetők felszíni folytatása jelezte. Ezek közül a leglátványosabb az árok közepén (43,7 m-nél) észlelt „tölcsérmetszetű szerkezet", és az ahhoz mindkét oldalon csatlakozó kis normálvetődések voltak (*12. ábra*). A szerkezet jellege és iránya, amely megegyezett a Dunaszentgyörgy–



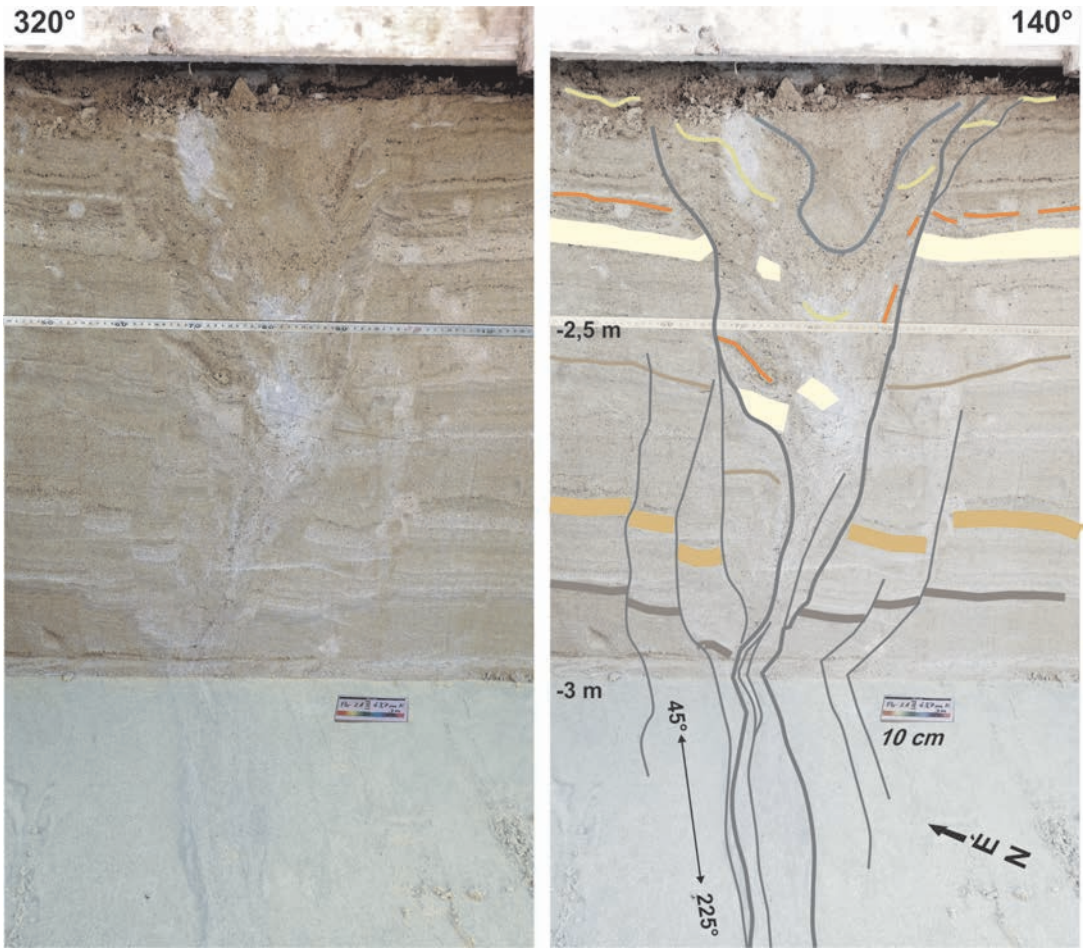
11. ábra. A Pa-21-S-Geomega S-hullám szeizmikus szelvény értelmezetlen (a) és értelmezett (b) változata. A szelvény helyét a *9. ábra* mutatja. Az értelmezett változaton feltüntettük a Pa-21-II árok helyét és az észlelt tektonikus szerkezeteket (piros vonalak)

Figure 11. *The Pa-21-S-Geomega S-wave high-resolution 2D seismic profile without geological interpretation (a) and its interpreted version (b). For location see Figure 9. The location of the Pa-21-II trench and the observed tectonic features (red lines) are also shown on the interpreted version*

Harta vető csapásával úgy értelmezhető, hogy az árkolás transztenziós negatív virágszerkezetet tárt fel, amely a szeizmikus adatrendszerben dokumentált, hasonló szerkezeti jellegű mélyvető felszínközeli megjelenését képezi. A szerkezet tanulmányozása azt is világossá tette, hogy az elmozdulás mértéke a vizsgált „kvázi-felszíni" szelvényben nagyon kicsi volt, nem haladta meg a néhány cm-t a szerkezet kialakulásakor. Ez azzal függhet össze, hogy az elvégzett, igen különböző léptékű vizsgálatok integrált tapasztalatai alapján a főbb mélytörések a felszín felé haladva egyre inkább szétágaznak, több ágra bomlanak (Ács et al. 2016: 247. ábra), és ezzel párhuzamosan a végbement teljes deformáció is egyre jobban szétoszlik az egyes ágak közt (ún. strain partitioning). Mindez az észlelt deformációs kép alapvető geometriai jellegzetességeinek skála-függetlenségét, azaz fraktál jellegét jelzi. A deformáció fraktál jellege nemcsak a tanulmányozott, különböző léptékű szelvényekben, hanem térképi vetületben is világosan jelentkezik: a Pa–21–II kutatóárokban dokumentált szeizmotektonikus szerkezetek sztereogramján ugyanazon fő irányok tükröződnek, mint a 2D és 3D szeizmikus adatrendszereken azonosított neotektonikus vetőrajzolaton (Ács et al. 2016: 418. ábra).

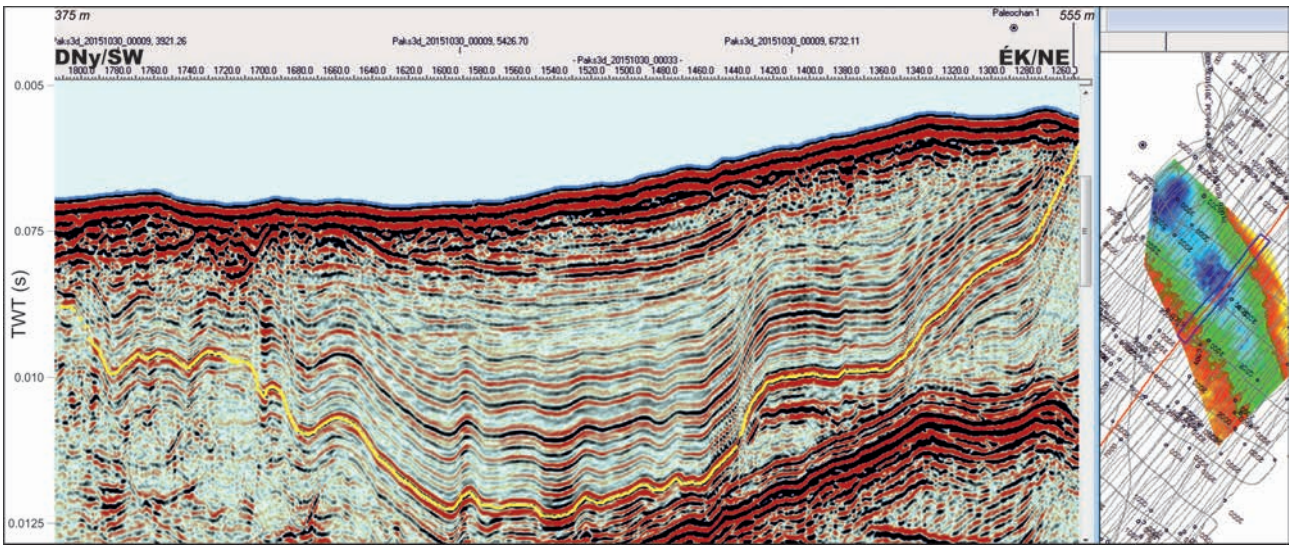
Az elvégzett OSL kormeghatározások szerint a Pa–21–II árokban feltárt futóhomok kora kb. 19–21 ezer év (Thamó-Bozsó & Füri 2016), ami egyben a megfigyelt deformáció maximális lehetséges korát adja. Mindezen adatok és megfigyelések a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna késő-negyedidőszaki aktivitását egyértelműen igazolták.

Fiatal negyedidőszaki szeizmotektonikai aktivitás nyomait lehetett továbbá kimutatni a pszeudo-3D vízi szeizmikus szelvényezés segítségével a 2. mérési blokkban. Ez ott helyezkedik el kb. 1540 fkm-nél, ahol a folyó medre alatt (azzal teljesen párhuzamosan) halad a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna ÉK–DNy-i csapással (*9. ábra*). Ezen a területen kimutatható egy, a mai Dunát ferdén keresztező paleomeder (*13. ábra*), amelyet egy kb. 130 m széles és 4 m mély egykori folyóág hozott létre. A kimutatott paleomeder különlegességét az adja, hogy a felhagyott és feltöltött



12. ábra. A Pa–21–S szelvény északnyugati részén kialakított kutatóárok (a helyszín a *9. ábrán*) értelmezetlen részlete (K-i fal 43,7 m): normálvetőkkel kísért, fölfelé kiszélesedő hasadék (bal oldalon). Jobb oldalon: értelmezett kép a marker-rétegek és vetők feltüntetésével

Figure 12. *Left: detail of the trench located at the north-western part of the Pa–21–S -Geomega S-wave high-resolution 2D seismic profile (for location see Figure 9) with an upward widening, funnel-like gash accompanied by small-scale normal faults (eastern wall 43.7 m). Right: interpreted photo with marker beds and faults*



13. ábra. A pszeudo-3D vízi szeizmikus mérés 2. blokkjában leképezett egykori folyómeder, amelynek eredetileg vízszintesen települt üledékeit paleo-földrengés deformálta (szeizmit). A térképrészleten (jobb oldalon) látható medermorfológia a szelvényen sárga vonallal értelmezett horizont képe

Figure 13. *Seismic image of an ancient river bed documented by the pseudo 3D water seismic survey (block 2, see Fig. 9). The deformation of the originally horizontally deposited beds was caused by a paleo-earthquake (seismite). The map of the right side shows the interpreted horizon (yellow) on the profile at the left*

medret (morotvát) kitöltő agyagos-iszapos üledékek jellegzetesen hullámosan deformált, gyűrődéses-csúszásos szerkezetet mutatnak, jóllehet eredetileg teljesen vízszintesen települtek. Ilyen szerkezeteket földrengéshullámok hatására bekövetkező vízkiszökés és kőzetváz-összeomlás okoz, emiatt szeizmitnek hívják. A deformált üledékösszlet felső részéből származó mintán végzett lumineszcens kormeghatározás szerint a kitöltő összlet kb. 11 ezer éves (Novothny 2016). A fenti koradat így a földrengés felső korhatárát jelezheti, tekintettel arra, hogy a paleomederkitöltés legfiatalabb rétegei már nem deformáltak a reflexiós képen (*13. ábra*). A pszeudo-3D szeizmikus adatrendszeren dokumentált szeizmit tehát egy olyan paleoföldrengés következtében deformált üledékszerkezetet mutat, amelyik a terület szeizmikus veszélyeztetettsége szempontjából számba veendő, ugyanakkor értelemszerűen nem szerepel a historikus események katalógusában.

Diszkusszió

A kutatási terület szerkezeti viszonyai

A 3D földtani-tektonikai modell vetőképét (*6–7. ábrák*) a korábbi kutatások alapján (Balla 1994, illetve Bada et al. 2005; *2–3. ábrák*), valamint a legfrissebb aljzattérképen (Haas et al. 2010) ábrázolt szerkezeti viszonyokkal összevetve az alábbi következtetések adódnak:

1) A kutatási terület meghatározó szerkezeti elemei közül a „Kapos-vonal" és a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna helyzetét és kapcsolatát valamennyi feljebb hivatkozott térkép helyesen tüntette fel. E vetők közül a „Kapos-vonal" azonban sem geometriai (dőlésirány), sem neotektonikai aktivitás szempontjából nem alkot egységes szerkezeti elemet, hanem egy nyugati és egy keleti szegmensre bontható. Az egyes vetőszegmensek neotektonikus aktivitásában mutatkozó markáns különbséget Balla (1994), Balla et al. (1997) és Dudko (1997) munkái is világosan jelezték.

2) Balla (1994) térképe a Kapos-vonalból számos kisebb jelentőségű, kiágazó törést jelzett (*2. ábra*). A vetőtérképezés eredményei alapján a bő két évtizede felvázolt szerkezeti kép alapvonásaiban és stílusában helytállónak bizonyult, ugyanakkor az egyedi kisebb vetők tényleges geometriáját és kapcsolatrendszerét több helyen is pontosítottuk.

3) Az említett munkák azonban egyáltalán nem (Haas et al. 2010), vagy csak hiányosan és pontatlanul (Balla 1994, Bada et al. 2005) ábrázolták a Bonyhádi-medence ÉK–DNy-i csapású mestertörését (Bonyhádi-törés) és az ahhoz kapcsolódó, hasonló irányú, széles vetőrendszert, jóllehet e vetőzóna ugyancsak a terület meghatározó szerkezeti elemei közé tartozik. Ez alapvetően a korábban felhasznált, viszonylag ritka 2D szeizmikus adatrendszerre vezethető vissza, amelyen a vetőkorrelációt csak számottevő bizonytalansággal lehetett elvégezni. A Bonyhádi-törés és kapcsolódó vetőrendszerének térképezése és ábrázolása tehát a kutatás egyik kiemelkedően fontos új eredménye.

5) A neotektonikusan aktív Bonyhádi vetőzóna regionális léptékben lényegében az ugyancsak markáns neotektonikus aktivitást mutató Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna DNy-i irányú folytatásának tekinthető, amely délnyugat felé a Mecsek északi pikkelyzónájához kapcsolódik.

6) A Medina–Szedres–Tolna térségében feltüntetett kb. ÉNy–DK-i csapású szerkezeti elemek létezését (Bada et al. 2005; *3. ábra*) a vetőtérképezés eredményei nem igazolták, hiszen e részterületet egyértelműen a Bonyhádi vetőzóna ÉK–DNy-i csapású törései uralják. Kisebb jelentőségű ÉNy–DK-i csapású törések csupán néhány km-rel keletebbre, Dunaszentgyörgy térségében jelentkeznek (*6. ábra*). Ez utóbbi területen a Fadd és Gerjen északi szomszédságában jelzett, a Kapos-vonallal kb. párhuzamos törések léte szintén nem nyert igazolást (vö. *3.* és *6. ábrák*).

7) Az aljzattérképpel (Haas et al. 2010) való összevetésben további fontos új eredmény, hogy a Dunától keletre, Dunavecse, Kecel és Kiskunhalas közt feltüntetett, ÉÉNy-DDK-i csapású haránttörés létezését az elvégzett térképezés nem igazolta. Ugyanez igaz a Tolna szomszédságában ábrázolt haránttörésre is. Ugyanakkor a térképezés számos további, kisebb jelentőségű ÉK–DNy-i csapású törés jelenlétét mutatta ki a kutatási területen, s így a korábbi szerkezeti képet számottevően módosította.

8) A kutatások során lemélyült új szerkezetkutató és az archív fúrások földtani adatai (Ács et al. 2016: 200. ábra) arra mutatnak, hogy a Kapos-vonal a Mecsekialegység prekainozoos aljzatában a kristályos fekü vonatkozásában egyben fontos földtani határt is alkothat, legalábbis a vizsgált terület nyugati és középső részén. Itt ugyanis a vonaltól északra a kristályos aljzatot variszkuszi metamorfózist szenvedett gneisz/csillámpala, míg attól délre variszkuszi (karbon) granitoidok építik fel (vö. *8. ábra*). A mecseki mezozoikumhoz sorolható képződmények a vonal mindkét oldalán megjelennek az említett kristályos képződmények fedőjében. Ugyanakkor hangsúlyozzuk, hogy a rendelkezésre álló fúrási adatok még a kutatási területen belül is csak valószínűsítik, de nem teszik egyértelművé e modellt. A kutatási terület nyugati szomszédságának földtani adatai mindenesetre összhangban állnak e modellel. Kelet felé haladva azonban a Kapos-vonaltól északra is variszkuszi granitoidok építik fel a kristályos aljzatot (Haas et al. 2010), az alföldi területen tehát a vonal már nem képez kiemelt jelentőségű földtani határt a kristályos aljzatban. A kétféle kristályos határa keleten valószínűleg a térképezett ÉK–DNy-i csapású törés egyike mentén húzódik ÉK felé. A prekainozoos aljzatra vonatkozó új fúrási információkat és a feljebb részletesen ismertetett szerkezeti eredményeket is figyelembe véve az aljzattérkép módosítása (Ács et al. 2016: 200. ábra) a kutatási területen megtörtént.

Szerkezetalakulás

Az alábbiakban röviden összefoglaljuk a kutatási terület szerkezetalakulásának főbb eseményeit. Ennek során messzemenően támaszkodtunk a terület szűkebb és tágabb

környezetének szerkezetfejlődését és annak geodinamikai kontextusát részletesen tárgyaló munkákra (WEIN 1961, 1967; HÁMOR 1966; NÉMEDI-VARGA 1977, 1983; WÉBER 1977; HORVÁTH & ROYDEN 1981; HORVÁTH & CLOETINGH 1996; ROYDEN et al. 1982, 1983; BALLA 1988; TARI 1992, 1994; FODOR et al. 1999; CSONTOS et al. 2002, 2005; BADA et al. 2002, 2005, 2007; LELKES-FELVÁRI & FRANK 2006, KONRÁD & SEBE 2010). A földtani fejlődéstörténet négy, egymástól jól elkülönülő főbb fejlődési szakaszra — pre-miocén, kora- és középső-miocén, késő-miocén („pannóniai") és neotektonikus (pliocén–kvarter) szakaszra — bontható, amelyeken belül nyolc jelentősebb, részben további alfázisokra tagolódó deformációs fázis különíthető el.

1) A pre-miocén szakaszból két meghatározó jelentőségű orogén eseményt — a variszkuszi (D_1) és eoalpi (D_2) alapvetően kompresszív jellegű szerkezetalakulást — kell kiemelni, amelyek a pre-tercier aljzat mélyföldtani felépítését alapvetően megszabták. E szerkezetalakulási események részleteiről azonban csak kevés közvetlen információ áll rendelkezésünkre a kutatási területen (l. ÁCS et al. 2016: 3.1.1.1 fej.). A fő kora-karbon, illetve kréta orogén események a tágabb környezetben általánosságban kb. ÉK–DNy-i irányítottságú szerkezetek (palásság, pikkely- és takaróhatárok, redők; lásd pl. WEIN 1961, 1967; WÉBER 1977; NÉMEDI-VARGA 1983; KIRÁLY & KOROKNAI 2004; MAROS et al. 2004; HAAS et al. 2010) kialakulását eredményezték az aljzatban.

2a) A kréta orogenezist követően hosszú ideig nincs közvetlen információnk a fejlődéstörténetről, az intenzív lepusztulást szenvedett paleozoos és mezozoos aljzatképződmények felett markáns unkonformitással (lásd 1. jelű geológiai határfelület: *5a-b ábrák*) miocén képződmények települnek. A kora-miocén során intenzív riftesedés (D_3) ment végbe, feltehetően kb. ÉNy–DK-i húzással és rá merőleges összenyomással jellemezhető transztenziós/eltolódásos feszültségtérben (vö. pl. HÁMOR 1966, BADA et al. 2002, CSONTOS et al. 2002). A létrejövő tektonikus árkokat a nagy reliefenergiájú környezet lepusztulásával keletkezett tavi-folyóvízi törmelékes üledékek töltötték fel (*8. ábra;* ÁCS et al. 2016: 3.1.1.4.2 fej.). A riftesedéshez kapcsolódó jelentős mértékű litoszféra-kivékonyodás és hőmérséklet-növekedés miatt a kontinentális üledékképződést élénk magmatizmus kísérte nagytömegű vulkáni kiömlési és explozív kőzet képződésével (*8. ábra;* ÁCS et al. 2016: 3.1.1.4.2 fej.).

2b) A kora-miocén fejlődési szakaszt részleteiben nem ismert kompresszív?/transzpresszív? esemény (D_4) zárta, amely az alsó-miocén vulkáni-törmelékes összlet deformációját idézte elő. Ide kapcsolódik a PAET–27 fúrásban dokumentált éles rátolódásos kontaktus a fedőt alkotó mezozoos kőzetek és a feküt képező alsó miocén üledékek közt (ÁCS et al. 2016: 16. ábra), továbbá a szeizmikus szelvényeken helyenként megfigyelhető szögdiszkordancia az alsó- és tengeri középső-miocén képződmények határán (2. jelű geológiai horizont: *5a* és *5b ábrák*).

2c) A középső-miocén korai fejlődési szakaszát általános süllyedés és kapcsolódó transzgresszió jellemezte, amely során a kezdeti partszegélyi üledékek mellett már pelágikus márgák is képződtek regionális elterjedésben. A süllyedés alapvetően a kora-miocén során létrejött vetők mentén történt kb. K–Ny-i húzással (és rá merőleges összenyomással) jellemezhető transztenziós (/tenziós?) (BADA et al. 2002, CSONTOS et al. 2002) feszültségtérben (D_5).

2d) A középső-miocén fejlődési szakasz végén a korábban létrejött tengeri kapcsolatok beszűkültek, majd megszűntek. Ekkor képződtek a brakkvízi szarmata képződmények. A szarmata legvégén és az azt követő időszakban emelkedés és lepusztulás zajlott, amely kiterjedt a teljes Pannon-medencére (HORVÁTH et al. 2006, 2015). Sőt, a kb. É–D-i összenyomással és rá merőleges húzással jellemezhető transzpresszív/kompresszív feszültségtérben tektonikai inverzió zajlott. Regionális léptékben ennek következtében alakult ki a Pannon-medence üledékes összletének legmarkánsabb unkonformitása (3. jelű geológiai határfelület: *5a* és *5b ábrák*). Ez egyben a középső-miocén tengeri üledékes kőzetek felső határa is, mert ettől kezdődően alakult ki a későbbiekben fokozatosan kiédesedő Pannon-tó. A kutatási területen ezen szerkezetalakulás nyomait képviseli egyes miocén süllyedékek kisebb mértékű inverzója (ÁCS et al. 2016: 3.1.1.5.2 fej., BADA et al. 2005), és az ehhez kapcsolódó enyhe redőződés és feltolódások kialakulása (D_6).

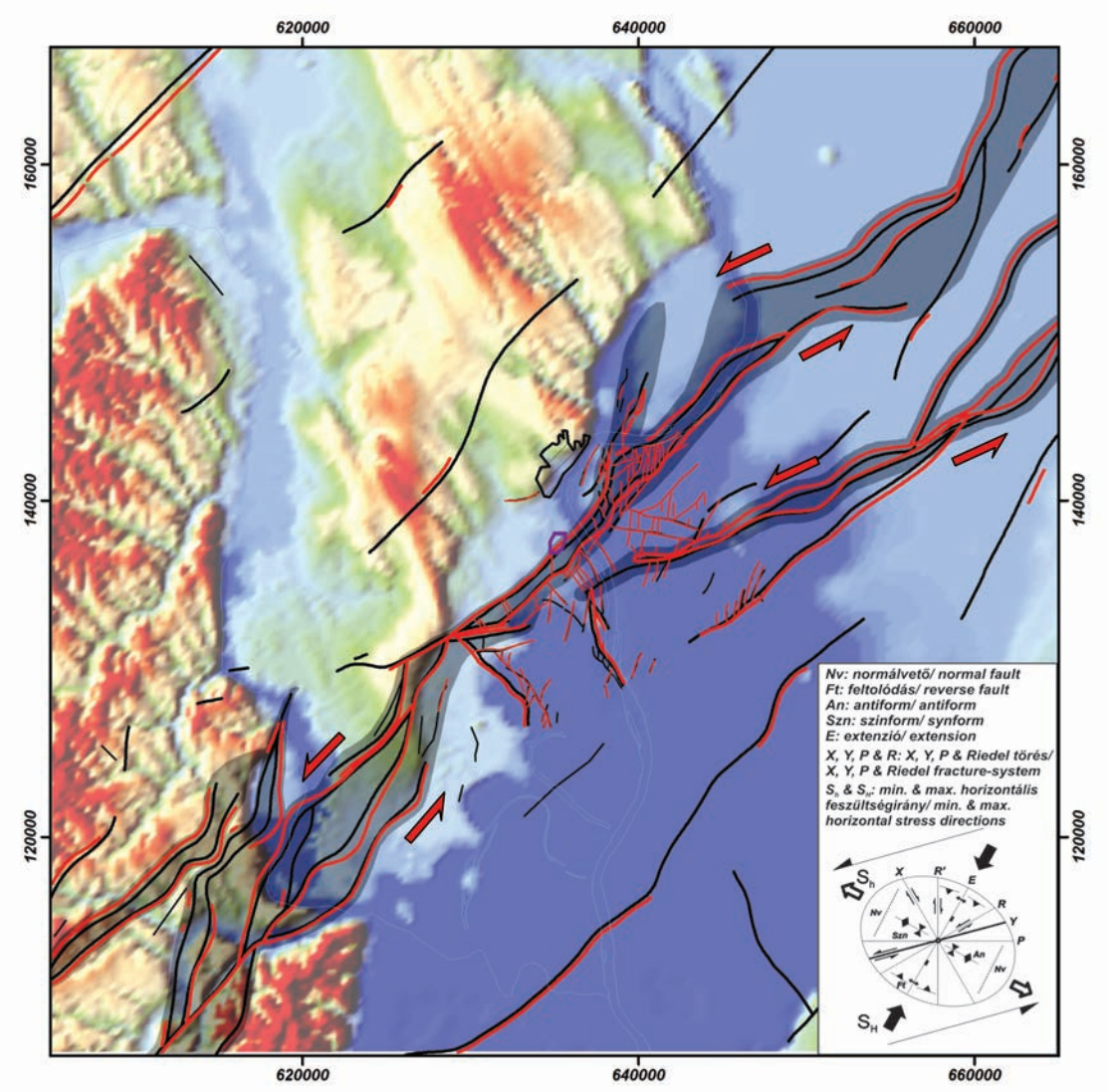
3) A késő-miocén („pannóniai") fejlődési szakaszban a Pannon-tó kialakulását a világtengerektől immár elzárt medence gyors süllyedése alapozta meg. Ekkor egy tagolt topográfiájú, helyenként akár 1000 m mélységet elérő medencében főleg agyag- és mészmárga képződött, amelyik változó vastagságú lepelként fedte be a medence aljzatát, illetve a miocén képződményeket. Ennek felső határát jelzi a 4. geológiai határfelület (*5a* és *5b ábrák*). A késő-miocén–pliocén során intenzív, termikus eredetű általános süllyedés ment végbe (HORVÁTH & ROYDEN 1981; ROYDEN et al. 1982, 1983), amelyre helyről helyre változó mértékű tektonikus eredetű süllyedés szuperponálódott. E fejlődési szakaszban összességében transztenziós jellegű feszültségtér jellemző kb. ÉNy–DK-i tágulással és erre merőleges összenyomással (FODOR et al. 1999, BADA et al. 2002, CSONTOS et al. 2002). E feszültségrezsimben a σ_1 és σ_2 főfeszültségek valószínűleg közel álltak egymáshoz, s időben fel is cserélődhettek (feszültségtér permutáció), ami tenziós és transztenziós jellegű feszültségterek váltakozását idézhette elő. Ekkor az uralkodó ÉK–DNy-i csapású vetők normál, illetve balos normál kinematikával működhettek (D_7).

4) Az utolsó, neotektonikus fejlődési szakaszban a feszültségtér egyre inkább eltolódásos jellegűvé vált (HORVÁTH & CLOETHING 1996, FODOR et al. 1999, CSONTOS et al. 2002), amelyben a meghatározó ÉK–DNy-i és KÉK–NyDNy-i csapású törések balos kinematikával reaktiválódtak (D_8). Tekintettel ezen szakasz tanulmányunk szempontjából kiemelkedő jelentőségére, az alábbiakban részletesen is ismertetjük a kinematikai rekonstrukciót és az ahhoz felhasznált mérési adatokat, továbbá röviden kitekintünk a vizsgált terület regionális tektonikai kontextusára is.

Neotektonikai szintézis

Az új szerkezetkutató fúrásokban — a hidraulikus rétegrepesztéses módszer alkalmazásával — számos recens feszültség-meghatározást végeztek (Andrássy 2015, 2016; Dankó 2015a-c, 2016), amelyek alapján a maximális vízszintes főfeszültség (S_H) átlagosan kb. 30–210° irányúnak adódott (Lenkey-Bőgér et al. 2016). A meghatározott maximális vízszintes főfeszültség iránya jó egyezést mutatott más módszerekkel (lyukfal kipergés — borehole breakout [BO], fúrás által indukált repedés — drilling induced fracture [DIF]) meghatározott főfeszültség irányokkal is (Lenkey-Bőgér et al. 2016). Továbbá ugyancsak összhangban van a kutatási területre korábbi mérések (Dövényi 1994) simító szűrésével és extrapolációjával kapott generalizált S_H iránnyal (Bada et al. 2007). A feszültség-meghatározások adatait kombinálva a litosztatikai terhelésből adódó értékekkel (S_V) a recens feszültségtér eltolódásos jellege adódott, tehát σ_1 és σ_3 főfeszültségek a vízszintes síkban vannak, míg σ_2 függőleges helyzetű (Lenkey-Bőgér et al. 2016). Ezen adatok és a megelőző fejezetekben ismertetett eredmények alapján mutatjuk be a kutatási terület új neotektonikai szintézisét (*14. ábra*).

A feljebb jellemzett feszültségtérben a térképezett, uralkodóan ÉK–DNy-i, illetve KÉK–NyDNy-i csapású vetők a fúrásokban balos(/balos normál) eltolódásként működtek. Az eltolódásos jelleg jó összhangban van a szeizmikus szelvényeken megfigyelhető szerkezeti jelle-



14. ábra. A kutatási terület meghatározó neotektonikus vetőzónáinak (szürke kiemelés) áttekintése (EOV koordinátarendszer)
Piros vonalak: a pannon/kvarter határig, illetve annak közelébe felhatoló vetők; fekete vonalak: az Algyői Formáció tetejét átmetsző vetők. Háttér: a kutatási terület digitális terepmodellje. Jobb alsó sarokban: az eltolódási zónákban kialakuló vetőkép elvi sémája (Hancock 1985) a regionális feszültségtér orientációjának figyelembevételével

Figure 14. *Overview map on the major neotectonic fault zones (gray shading) of the study area (EOV coordinate system)*
Red lines: faults reaching or approaching the Pannonian/Quaternary boundary; black lines: faults transecting the top-Algyő horizon. Background: the digital elevation model (DEM) of the study area. Lower right corner: theoretical arrangement of faults formed in a sinistral strike-slip zone (after Hancock 1985) regarding also the orientation of the regional stress field

gekkel, hiszen mind a Kapos-vonal keleti szakasza, mind a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna, illetve a Bonyhádi-medence vetőrendszere markáns virágszerkezetként jelentkezik. A térképi nézetben megfigyelhető fonatos, hajladozó geometria, melyhez számos kulisszás elrendeződésű segédtörés is csatlakozik (*6., 7.* és *14. ábrák*), ugyancsak az eltolódásos kinematikát támasztja alá.

Az egyes vetők mentén, illetve vetőzónákban a 2D és 3D szeizmikus adatrendszerekben (koherencia-metszeteken) megfigyelt neotektonikus deformáció-intenzitás alapján (az adott törés/töréses öv szélessége és kapcsolódó törések számossága-geometriája, csapásmenti követhetőség és a vető felső elvégződési szintjének csapásmenti konzisztenciája, észlelhető elvetés mértéke) a kutatási terület összképében egyértelműen meghatározó elemek a Kapos-vonal keleti ága, a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna és a Bonyhádi-medence vetőrendszere. Ezek együttesen egy regionális skálájú, nagyjából ÉK–DNy-i irányú balos eltolódásos övet körvonalaznak (*14. ábra*). A kutatási területen azonosított jelentősebb, több-kevesebb neotektonikus aktivitást mutató vetők/vetőzónák többsége ezen meghatározó rendszerrel kb. párhuzamos irányú (pl. Mecsekaljaöv, Németkéri-magaslat északi és déli peremvetői, Tamási-vető), illetve ehhez a regionális rendszerhez kis szöggel csatlakozik. A csak ritkábban előforduló, és kisebb jelentőségű ÉÉNy–DDK-i irányítottságú vetők ebben a rendszerben ún. X-törésként (esetleg antitetikus Riedeltörésként) értelmezhetők, melyek mentén kisebb mértékű jobbos eltolódás ment végbe. Ez az értelmezés összhangban áll a szeizmikus szelvényeken észlelt tipikus virágszerkezetükkel.

A bemutatott eredmények alapján egyértelmű, hogy a neotektonikus szerkezetalakulás során a pannóniai rétegekben végbement markáns deformáció a fiatal negyedidőszaki (késő-pleisztocén végi) képződményeket ugyanolyan szerkezeti stílussal, de lényegesen kisebb intenzitással érintette. A kisebb látszólagos negyedidőszaki intenzitásképhez mind a vetőrendszer felfelé szétágazó, fraktál jellege, mind a pannon képződményekben végbement nagyobb neotektonikus kumulatív deformáció hozzájárult. A Pa-21-S árok szerkezeti észlelései alapján valószínűnek látszik, hogy a negyedidőszaki képződmények deformációja nem egyetlen szeizmotektonikus eseményhez kapcsolódik, hanem az egyes vetőzónákban akár több fázisban is történhetett deformáció (nem feltétlenül csak vetőfelület menti elmozdulást jelentve, és nem feltétlenül egyidejűleg és megegyező intenzitással minden vetőzónában). A földtani értelemben igen fiatal, késő-negyedidőszaki aktivitást a kutatási területen tett számos további, e munkában nem részletezett neotektonikai megfigyelés is egyértelműen alátámasztja (ÁCS et al. 2016: 426. ábra).

A negyedidőszaki tektonikai aktivitás kapcsán korábban POGÁCSÁS et al. (1989) munkája világosan igazolta, hogy egyrészt szerkezeti kapcsolat van a Paks környékén kimutatott KÉK–NyDNy-i csapású vetőzóna és az általuk az Alföldön olajipari szeizmikus szelvényeken kimutatott Paks–Kiskőrös–Szolnok–Kisújszállás tektonikus öv között (azaz e tektonikus zóna képezi a Kapos-vonal keleti folytatását), másrészt ezen utóbbira fúrási adatok figyelembevételével pannóniai–kvarter aktivitást bizonyítottak az Alföldön. Ez utóbbira adtak további egyértelmű bizonyítékot DETZKY-LŐRINC (1996, 1997) munkái, valamint a vetőzóna tiszai szakaszán mért vízi sekélyszeizmikus szelvény elemzési eredményei (TÓTH & HORVÁTH 1999). Mindezen adatok kiváló összhangban vannak a kutatási területen a „Kapos-vonal" keleti szegmensén megfigyelt jellegzetességekkel, s a Kapos-vonal Dunától keletre eső teljes szakaszának igen fiatal neotektonikai aktivitását igazolják.

A felvázolt neotektonikai szintézis kapcsán mutatunk rá végül arra is, hogy az ifj. LÓCZY (1939) térképén látható szerkezeti kép abban a vonatkozásban lényegében helytálló, hogy a vizsgált területen valóban a Kapos-K, a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna, valamint a Bonyhádi vetőzóna alkotják a vizsgált terület legalapvetőbb neotektonikusan aktív töréseit. Ugyanakkor a délnyugati irányban a Mecsek északi pikkelyzónájába csatlakozó Bonyhádi vetőzóna — ifj. LÓCZY (1939) térképével szemben — nem tekinthető a Kapos-vonal nyugati folytatásának (vö. *1. ábra*).

Összefoglalás

A kutatás során lemért új 3D adattömb és korábbi 2D szeizmikus szelvények, továbbá az új szerkezetkutató és archív fúrások integrált értelmezésével a kutatási területről új, földtanilag és geometriailag egyaránt konzisztens új 3D földtani-tektonikai modellt hoztunk létre, amelynek eredményei a korábban kialakult földtani-tektonikai képet részben pontosították, részben pedig számottevő változásokat is hoztak abban. A modell a vizsgált terület földtani felépítésének alapvonásait szem előtt tartva öt alapvető jelentőségű földtani horizont (prekainozoos aljzattető, kontinentális törmelékes/vulkáni miocén tető, tengeri középső-miocén tető, Endrőd-tető, Algyő-tető) és az értelmezett vetők célorientáltan egyszerűsített téradatrendszerét tartalmazza.

Mélyföldtani szempontból fontos új eredmény a kristályos és mezozoos aljzatképződmények szerkezeti, elterjedési és kifejlődési viszonyainak felülvizsgálata és pontosítása a lemélyült szerkezetkutató fúrások és a szeizmikus adatrendszer integrált értelmezése alapján. Ugyancsak kiemelkedő jelentőségű a markáns kora-miocén riftesedés kimutatása, amelyet a létrejött, helyenként akár 2 km mélységű süllyedékekben intenzív, többfázisú mészalkáli vulkáni működés, illetve egyidejű kontinentális üledékképződés kísért. Mindez tágabb kontextusban a Pannon-medence korábban kevésbé ismert kora-miocén kialakulási szakaszának jelentőségre hívja fel a figyelmet.

A kutatási terület szerkezeti képét uralkodóan ÉK–DNy-i csapású vetőrendszerek határozzák meg. Regionális léptékben kiemelkedő jelentőségű elem a KÉK–NyDNy-i csapású „Kapos-vonal", amely két eltérő dőlésű, és neotektonikus aktivitásban is markánsan különböző keleti és nyugati szakaszra osztható, tehát geometriai-szerkezeti

értelemben egységes Kapos-vonal nem létezik. A fentiekre kb. merőleges ÉÉNy–DDK-i csapású, szerkezetileg kevésbé jelentős törések főként a Kapos-vonaltól délre jelentkeznek.

A terület meghatározó vetőzónáinak a KÉK–NyDNy-i csapású „Kapos-vonal", továbbá az ÉK–DNy-i csapású Dunaszentgyörgy–Harta és az ezen kutatás során először részletesen térképezett Bonyhádi vetőzóna tekinthető, amelyeket mind meredek dőlés (≥60–70°) jellemez. Ez utóbbi délnyugati irányban a Mecsek északi pikkelyzónájához csatlakozik. E vetőzónák — a Kapos-vonal nyugati szegmensétől eltekintve — mind markáns neotektonikus aktivitást mutatnak, és regionális léptékben egy alapvetően ÉK–DNy-i és KÉK–NyDNy-i csapású elemekből felépülő, széles nyírási zónát körvonalaznak, amely a neotektonikus fázisban balos eltolódásként működött. Ezt igazolja az egyes vetőzónákban megfigyelt tipikus „virágszerkezetet" mutató belső struktúra, továbbá a térképi nézetben megfigyelt kapcsolódó másodlagos formaelemek (Riedel-törések) is. Az említett vetőzónák a Pannon-medence kialakulását inicializáló kora/középső-miocén tektonikai elemek felújulásaiként jöttek létre.

A kialakított 3D modell eredményeinek figyelembevételével és a fokozatos megismerés elve alapján telepített nagyfelbontású 2D és pszeudo-3D sekélygeofizikai vizsgálatok, valamint az ezek eredményei alapján kijelölt árkolás és sekélyfúrások adatai bizonyították a Dunaszentgyörgy–Harta vetőzóna negyedidőszaki, sőt az árkolás eredményei szerint késő-negyedidőszaki aktivitását, hiszen az árokban feltárt késő-pleisztocén végi futóhomok tektonikus eredetű deformációja — többek közt transztenziós eredetű virágszerkezet dokumentálásával — egyértelműen igazolódott.

A fiatal negyedidőszaki aktivitást a kutatási területen számos további korábbi, illetve a jelen kutatáshoz kapcsolódó, de e tanulmányban nem részletezett neotektonikai megfigyelés is alátámasztja. Mindezen eredmények alapján a terület negyedidőszaki tektonikai aktivitásáról szóló, több évtizedes tudományos vita — egyértelmű eredménnyel — lezártnak tekinthető. A cikkünkben bemutatott eredmények a szakirodalomban a Kapos-vonal keleti szakaszáról (Duna–Tisza köze és Tiszántúl) közölt tektonikai adatokkal és értelmezéssel teljes összhangban állnak.

Köszönetnyilvánítás

A Kapos-vonal szerkezeti vizsgálatában elért új eredményekhez alapvetően járult hozzá a Paksi Atomerőmű telephelyének Földtani Kutatási Programja. A Szerzők ezúton fejezik ki köszönetüket a Földtani Kutatási Program beruházójának, a Paks II Zrt.-nek, valamint kivitelezőjének, a Mecsekérc Zrt.-nek a kutatási program során nyújtott támogatásukért. Köszönjük Ecк József és Horváth Miklós Ferenc projektvezető igazgatók, valamint Csicsák József projektigazgató és Barabás András projektvezető segítségét. Külön köszönet illeti Dr. Katona Tamást évtizedeken átnyúló, a terület földtani megismerését mindig támogató segítségéért. Dr. Palotai Mártonnak és egy ismeretlen Lektornak az alapos lektori véleményekért és a konstruktív kritikai megjegyzésekért tartozunk köszönettel. Dr. Sztanó Orsolya főszerkesztő asszonynak ezúton is köszönjük a kézirat javítását elősegítő hasznos tanácsait és megjegyzéseit.

Irodalom — References

Andrássy M. (szerk.) 2015: *Gyorsjelentés a PAET-26 jelű fúrásban végzett hidrorepesztéses vizsgálatokról.* — MÁ/PA2-15-HI-06, Golder Kft.

Andrássy M. (szerk.) 2016: *Gyorsjelentés a PAET-27 jelű fúrásban végzett hidrorepesztéses vizsgálatokról.* — MÁ/PA2-16-HI-08, Golder Kft.

Ács T., Andrássy M., Balogh Z., Barabás A., Barna I., Bereczki L., Csillag G., Dankó Gy., Farkas M. P., Filipszki P., Geiger J., Gondár K., Gondárné Sőregi K., Grenerczy Gy., Gúthy T., Győri E., Halmai Á., Hámori Z., Kádi Z., Koloszár L., Koroknai B., Korpai F., Kovács A. Cs., Kozma Zs., Könczöl N-né, Krupa Á., Kudó I., Mahler A., Maros Gy., Marótiné Kiszely M., Máthé Z., Móczár B., Mónus P., Nagy R., Németh V., Rátkai O., Rátky É., Said D., Síkhegyi F., Sűrű P., Takács E., Talpas L., Tompai Z., Wágenhoffer A., Weiser L., Wórum G. & Zachar J. 2016: *Földtani Kutatási Program Zárójelentése.* — Paks II telephelyengedélyének megszerzéséhez szükséges földtani kutatás végrehajtása. Feladatkód: (1.3.25.), I/VI. kötet, 2016. szeptember 20. 785 p.

Bada G., Szafián P., Windhofer G. 2002: *A tervezett Kis és Közepes Aktivitású Radioaktív Hulladéktároló (Üveghuta, Bátaapáti) Környezetének Szeizmotektonikai viszonyai*. — Kézirat, Geomega Kft., 126 p.

Bada G., Bus Z., Gribovszki K., Horváth F., Magyari Á., Mónus P., Szeidovitz Gy., Tímár G., Tóth T., Wéber Z. & Wórum G. 2005: *A tíz éve folyó mikroszeizmikus monitorozás eredményeinek szeizmológiai értékelése és a neotektonikai modell megújítása.* A Paksi Atomerőmű tervezett üzemidő-hosszabbítására vonatkozó Részletes Környezeti Hatástanulmányt (RKHT) előkészítő földtani, szeizmotektonikai és geotechnikai értékelés. II. kötet. — Kutatási jelentés az ETV-ERŐTERV Rt. részére, Georisk Kft. és Geomega Kft., Budapest, 219 p.

Bada, G., Horváth, F., Dövényi, P., Szafián, P., Windhoffer, G. & Cloetingh S. 2007: Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian basin. — *Global Planetary Change* **58,** 165–180.

Balla, Z. 1988: On the origin of the structural pattern of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31,** 53–63.

Balla Z. 1994: *A Paksi Atomerőmű körzetének földtani felépítése*. — Összesítő tanulmány, 6. kötet. Kézirat, PAE jelentéstár, Paks, 99 p.

Balla Z. 1999: Van-e bizonyíték negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén? („A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága" kötet megjelenése kapcsán). — *Földtani Közlöny* **129,** 97–107.

BALLA Z., MAROSI S., SCHEUER GY., SCWEITZER F. & SZEIDOVITZ GY. 1993: A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok. — *Földrajzi Értesítő* **42,** 111–140.

BALLA Z., DUDKO A. & MAROS GY. 1997: Paks környékének mélyszerkezete és neotektonikája. — In: MAROSI S. & MESKÓ A. (szerk.): *A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 33–59.

BALOGH K., HORUSITZKY F., KRETZOI M., NOSZKY J., RÓNAI A. & SZENTES F. 1958: *Magyarázó Magyarország 1:300 000-es földtani térképéhez.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Műszaki Kiadó, Budapest, 115 p.

CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J-L., WÓRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary) — *Tectonophysics* **357,** 81–102.

CSONTOS, L., MAGYARI, Á., VAN VLIET-LANOE, B. & MUSITZ, B. 2005: Neotectonics of the Somogy hills (Part II): Evidence from seismic sections. — *Tectonophysics* **410,** 63–80.

CSOMOR D. & KISS Z. 1962: Magyarország szeizmicitása (II. rész). — *Geofizikai Közlemények* **11,** 51–57.

DANKÓ GY. (szerk.) 2015a: *Gyorsjelentés a PAET-29 jelű fúrásban végzett hidrorepesztéses vizsgálatokról (3.1.2.).* — MÁ/PA2-15-HI-05, Golder Kft.

DANKÓ GY. (szerk.) 2015b: *Gyorsjelentés a PAET-34 jelű fúrásban végzett hidrorepesztéses vizsgálatokról.* — MÁ/PA2-15-HI-08, Golder Kft.

DANKÓ GY. (szerk.) 2015c: *Gyorsjelentés a PAET-34 jelű fúrásban végzett hidrorepesztéses vizsgálatok 2. kampányáról.* — MÁ/PA2-15-HI-09, Golder Kft.

DANKÓ GY. (szerk.) 2016: *Gyorsjelentés a PAET-27 jelű fúrásban végzett hidrorepesztéses vizsgálatok 2. kampányáról.* — MÁ/PA2-16-HI-09, Golder Kft.

DETZKYNÉ LŐRINCZ K. 1996: Feszültségtér történet meghatározása szeizmikus szelvényeken azonosított többfázisú tektonizmus alapján, Szolnoki flis öv nyugati peremén. — *Magyar Geofizika* **37,** 228–246.

DETZKYNÉ LŐRINCZ K. 1997: *Részletes tektonikai vizsgálatok a Szolnoki Flis Öv nyugati peremén szeizmikus és mélyfúrási adatok alapján.* — Kandidátusi értekezés, MTA Könyvtár, Budapest.

DÖVÉNYI P. 1994: *Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféra fejlődésének megértéséhez.* — Kandidátusi értekezés. ELTE Geofizikai Tsz., Budapest, 120 p.

DUDKO, A. 1997: Neogene tectonics of the Mezőföld. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary 1996/II*, 213–223.

ERDÉLYI M. 1961: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlöny* **41,** 445–458.

ERDÉLYI M. 1962: Külső-Somogy vízföldtana. — *Hidrológiai Közlöny* **42,** 56–64.

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYŐRFI, 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. & SERANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine orogen. — Geological Society, London, Special Publication* **156,** 295–334.

HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD GY. 2010: *Magyarország prekainozoos földtani térképe, 1:500 000 [Pre-Cenozoic geological map of Hungary, 1:500 000].* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.

HANCOCK, P. L. 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. — *Journal of Structural Geology* **7,** 437–457.

HARANGI SZ. 2016a: *A Pa2-13/2016 Kutatás fejlesztési megállapodás keretében végzett a PAET-29 sz. mélyfúrás által feltárt vulkáni képződményekből vett kőzetminták cirkon U/Pb geokronológiai vizsgálati eredményei.* — Laboratóriumi jegyzőkönyv, MTA ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1–16.

HARANGI SZ. 2016b: *A Pa2-13/2016 Kutatás fejlesztési megállapodás keretében végzett a PAET-34 sz. mélyfúrás által feltárt vulkáni képződményekből vett kőzetminták cirkon U/Pb geokronológiai vizsgálati eredményei.* — Laboratóriumi jegyzőkönyv, MTA ELTE Vulkanológiai Kutatócsoport, 1–24.

HÁMOR G. 1966: Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi jelentése az 1964. évről*, 193–206.

HORVÁTH, F. & ROYDEN, L. 1981: Mechanism for the Formation of the Intra-Carpathian Basins: a Review. —*Earth Evolution Science* **3,** 307–316.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* **266,** 287–300.

HORVÁTH F., CSONTOS L., ERDÉLYI M., FERENCZ CS., GÁBRIS GY., HEVESI A. & SÍKHEGYI F. 1990: *Paks környezetének neotektonikája*. — Kézirat, PAE jelentéstár, Paks, 71 p.

HORVÁTH F., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., WÉBER Z., DRAHOS D., NAGYMAROSY A., SZÉKELY B., TIMÁR G., GYŐRI E., SZABÓ A., VÁRKONYI L., CSERNY T., CZELLER I., GOMBOS CS., REMETE L., SAMU L. & BUNTEBARTH G. 1993: *Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus szelvények és más földtani geofizikai adatok komplex kiértékelése alapján.* — Kézirat, PAE jelentéstár, Paks, 92 p.

HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A. & CLOETINGH, S., 2006: Formation and deformation of the Pannonian basin: Constraints from observational data. — In: GEE, D. G. & STEPHENSON, R.A. (eds): *European Lithosphere Dynamics.* — Geological Society, London, Memoirs **32,** 191–206.

HORVÁTH F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **53,** 328–352.

KIRÁLY, E. & KOROKNAI, B. 2004: The magmatic and metamorphic evolution of the northeastern part of the Mórágy Block (A Mórágyi-rög ÉK-i részének magmás és metamorf fejlődéstörténete). — *MÁFI Évi Jelentése 2003-ról*, 299–318.

KONRÁD GY. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140,** 135–162.

KOVÁCS A. CS., REDLERNÉ DR. TÁTRAI M. & TAKÁCS E. 2016: *Nagyfelbontású 2D szárazföldi reflexiós szeizmikus szelvényezés*. — Jelentés. MFGI, 36 p.

Kőrössy L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. — *Földtani Közlöny* **93,** 153–172.

Kudó I., Horváth F. & Wórum G. 2016: *Nagyfelbontású 2D szárazföldi geoelektromos szelvényezés.* — Jelentés. Paks II telephely-engedélyének megszerzéséhez szükséges földtani kutatás végrehajtása. MÁ/PA2-15-GF/09, Geomega Kft., 34 p.

Lelkes-Felvári, Gy. & Frank, W. 2006: Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **49,** 189–206.

Lenkey-Bőgér Á., Kovács L. & Mészáros E. 2016: *Különböző módszerekkel végzett in situ mérésekből és szakirodalomkutatásból származó primer feszültségadatok összefoglaló értékelése (Feladatkód: 1.3.14).* — Kőmérő Kft., 88 p.

Lóczy L. Ifj. 1939: A magyar medencerendszer geomorfológiája, különös tekintettel a petróleumkutatásra. — *Földrajzi Közlemények* **67,** 384–398.

Magyar I. 2010: *A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő miocénban.* — Geolitera, Szeged, 1–140.

Magyar, I., Sztanó, O., Sebe, K., Katona, L., Csoma, V., Görög, Á., Tóth, E., Šujan, M., Braucher, R., Ruszkiczay-Rüdiger, Zs., Koroknai, B., Wórum, G., Sant, K., Kelder, N. & Krijgsman, W. 2019: Towards a high-resolution chronostratigraphy and geochronology for the Pannonian Stage: Significance of the Paks cores (Central Pannonian Basin). — *Földtani Közlöny (jelen kötet).*

Maros, Gy., Koroknai, B., Palotás, K., Fodor, L., Dudko, A., Forián-Szabó, M., Zilahi-Sebess, L. & Bán-Győry, E. 2004: Tectonic analysis and structural evolution of the north-eastern Mórágy Block (A Mórágyi-rög ÉK-i részének tektonikai elemzése és szerkezetalakulása). — *MÁFI Évi Jelentése 2003-ról*, 371–394.

Marosi S. & Schweitzer F. 1997: Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén. — In: Marosi S. & Meskó A. (szerk.): *A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága.* Akadémiai kiadó, Budapest, 153–175.

Némedi Varga Z. 1977: A Kapos-vonal. — *Földtani Közlöny* **107,** 313–328.

Némedi Varga Z. 1983: A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban (in Hungarian with English abstract: Structural history of the Mecsek mountains in the Alpine orogenic cycle). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, 467–484.

Novothny Á. 2016: *Lumineszcens kormeghatározás a paksi telephelyen létesítendő új atomerőművi blokkok földtani kutatási programjához.* — Kézirat, ELTE. Budapest, 38 p.

OveArup & Partners International 1996: *PHARE Regional Programme Nuclear Safety. Project no. 4.2.1 VVER 440-213 Seismic Hazard Reevaluation.* — Final Report, Summary, Task 7. Paks.

Pogácsás Gy., Lakatos L., Barvitz A., Vakarcs G. & Farkas Cs. 1989: Pliocén-quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. — *Általános Földtani Szemle* **24,** 149–169.

Posgay K. 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. — *Geofizikai Közlemények* **16,** 23–118.

Ráner G., Szabó Z., Bucsi Szabó L., D. Lőrincz K., Fejes I., Gulyás Á., Gúthy T., Kovácsvölgyi S., Madarasi L., Nemesi L., Pancsics Z., Pattantyús-Á. M., Redlerné Tátrai M., Stickel J., Tóth T., Tőrös E. & Varga G. 1997: Geofizikai kutatások Paks térségében. — In: Marosi S. & Meskó A. (szerk.): *A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága.* Akadémiai kiadó, Budapest, 61–94.

Rónai A. 1973: A negyedkori kéregmozgások térképe Magyarországon. — *MTA X. Osztály Közleményei* **7,** 214–243.

Royden, L. H., Horváth, F., & Burchfiel, B. C. 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. — *Geological Society of America Bulletin* **73,** 717–725.

Royden, L. H., Horváth, F., Nagymarosy, A. & Stegena, F. 1983: Evolution of the Pannonian Basin System. 2. Subsidence and thermal history. — *Tectonics* **2,** 91–137.

Scheffer V. 1960: A magyar „közbülső tömeg" kérdéséhez. — *Geofizikai Közlemények* **9,** 55–68.

Scheffer V. & Kántás K. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. — *Földtani Közlöny* **79,** 327–360.

Szepesházy K. 1975: Az Északkeleti-Kárpátok felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. — *Általános Földtani Szemle* **8,** 25–29.

Tari, G. 1992: Late Neogene transpression in the Northern Imbricates zone, Mecsek Mountains, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio geologica* **29,** 165–187.

Tari, G. 1994: *Alpine Tectonics of the Pannonian basin.* — PhD Thesis, Rice University, Texas, USA. 501 p.

Thamóné Bozsó E. & Füri J. 2016: OSL kormeghatározási eredmények. Paks környéki minták V. — Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, 13 p.

Tóth T. & Horvát, F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. — In: Marosi S. & Meskó A. (szerk.): *A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága.* Akadémiai kiadó, Budapest, 123–152.

Tóth T. & Horváth F. 1999: Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! — *Földtani Közlöny* **129,** 109–124.

Tóth T. 2003: *Folyóvízi szeizmikus mérések.* — Doktori (PhD) értekezés. ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 141 p.

Tóth T. 2016: *Felszíni geofizikai kutatások értékelő jelentése.* — Feladatkód: 1.3.10. 2016. június 16., 109 p.

Wein Gy. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben (Phasen und Beschaffenheit der tektonischen Ausbildung im östlichen Mecsek-Gebirge). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49,** 759–768 (945–956).

Wein Gy. 1967: A Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete. — *Földtani Közlöny* **97,** 371–395.

Wéber B. 1977: Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből. — *Földtani Közlöny* **107,** 27–37.

Wórum G., Biró A., Kádi Z., Koroknai B., Kovács G. & Visnovitz F. 2015: *Értékelő jelentés a 3D szeizmikus kutatás eredményeiről (1.3.9.).* — MÁ/PA2-15-SZ/08 01, Geomega Kft., 48 p.

Wórum G., Biró A., Hámori Z., Koroknai Zs., Szántó É. & Tóth T. 2016: *Pszeudo-3D vízi szeizmikus mérések.* — Zárójelentés. MÁ/PA2-15-SZ/14. Geomega Kft., 39 p.

Kézirat beérkezett: 2019. 04. 08.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/4, 351–370., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.351

Towards a high-resolution chronostratigraphy and geochronology for the Pannonian Stage: Significance of the Paks cores (Central Pannonian Basin)

MAGYAR, Imre[1,2], SZTANÓ, Orsolya[3], SEBE, Krisztina[4], KATONA, Lajos[5], CSOMA, Vivien[3], GÖRÖG, Ágnes[3], TÓTH, Emőke[3], SZUROMI-KORECZ, Andrea[2], ŠUJAN, Michal[6], BRAUCHER, Régis[7], RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zsófia[8], KOROKNAI, Balázs[9], WÓRUM, Géza[9], SANT, Karin[10], KELDER, Nick[10], KRIJGSMAN, Wout[10]

[1]MTA-MTM-ELTE Research Group for Paleontology, Budapest; [2]MOL Hungarian Oil and Gas Plc., Budapest; immagyar@mol.hu; kaszuro@mol.hu; [3]Eötvös Loránd University, Budapest; sztano@caesar.elte.hu; csoma.vivien7@gmail.com; gorog@ludens.elte.hu; tothemoke.pal@gmail.com; [4]University of Pécs; krisztina.sebe@gmail.com; [5]Natural History Museum of the Bakony Mts., Hungarian Natural History Museum, Zirc; finci@nhmus.hu; [6]Comenius University in Bratislava; miso@equis.sk; [7]Aix-Marseille University, Aix-en-Provence; braucher@cerege.fr; [8]Hungarian Academy of Sciences, Budapest; rrzsofi@geochem.hu; [9]Geomega Ltd., Budapest; koroknai@geomega.hu; worg@geomega.hu; [10]Utrecht University; karin.sant@gmail.com; n.a.kelder@gmail.com; W.Krijgsman@uu.nl

A paksi fúrómagok szerepe a pannóniai emelet nagy felbontású időrétegtanának és geokronológiájának kifejlesztésében

Összefoglalás

A pannóniai emelet kutatásában kivételes lehetőségként jelent meg, és kiemelkedő jelentőséggel bír a paksi atomerőmű bővítési folyamata során fúrt kőzetmagok sokoldalú rétegtani vizsgálata. A Paks II Atomerőmű Zrt. által 2015 és 2016 folyamán fúratott 6 magból 5 teljes (390 és 662 m közötti) vastagságban, folyamatos magmintavétellel harántolta a helybeli pannóniai képződményeket. A fúrások Paks környékén, egymástól 8–12 km távolságra mélyültek. Mindegyik fúrás a folyótorkolatoktól távol, nyílt és aránylag mély vízben képződött márgák (Endrődi Formáció), a 200 méternél nem magasabb selfperemi lejtőn lerakódott homokos kőzetliszt (Algyői Formáció), és a delta előtéri kőzetlisztből, torkolati zátonyok homokjából, deltasíksági lignitből és homokos csatornakitöltésekből álló deltaképződmények (Újfalui Formáció) egymásutánját tárta fel. Két fúrómagból mágnesrétegtani, két másikból pedig autigén $^{10}Be/^{9}Be$ korhatározási módszerrel nyertünk korokat, majd a fúrások közötti szeizmikus korreláció megteremtésével kialakítottunk egy, a fúrómagok szedimentológiai és paleontológiai jellemzőitől független időrétegtani és geokronológiai keretet. A szarmatától kezdődő folyamatos üledékképződésnek és a legidősebb (11,6–9,1 millió éves) pannóniai rétegek összefüggő jelenlétének a bizonyítására további mikropaleontológiai vizsgálatokra lesz szükség, mert jelenleg sem a mágnesrétegtani, sem az autigén $^{10}Be/^{9}Be$ korhatározási módszer nem alkalmas a kondenzált mészmárga üledékek korolására. A 9,1 és 6,5 millió évek közötti intervallumot ezzel szemben változatos litológia és — sok esetben kivételesen jó megtartású — ősmaradványanyag képviseli a fúrómagokban. A delta üledékekben legalább 10 üledékes szekvenciát lehetett azonosítani és korrelálni; mivel ezek időtartama egyenként legfeljebb 200 ezer év lehetett, negyedrendű szekvenciáknak tekinthetők. A fúrómagokban azonosított biozónák korhatárai igen jó egyezést mutatnak az eddig használt biokronosztratigráfiai rendszerrel, lényegében megerősítik és néhány helyen pontosítják azt. A paksi PAET fúrómagok eddig soha nem látott részletességű képet nyújtanak a Pannon-tó üledékes környezeteinek és élővilágának fejlődéséről a 9,1 és 6,5 millió év közötti intervallumban.

Kulcsszavak: Pannon-tó, rétegtan, kőzetrétegtan, életrétegtan, szeizmikus rétegtan, szekvenciasztratigráfia, mágnesrétegtan, autigén $^{10}Be/^{9}Be$ kormeghatározás

Abstract

A new stratigraphic standard for the open lacustrine to deltaic Pannonian Stage is emerging from the combined sedimentological, lithostratigraphical, sequence stratigraphical, biostratigraphical, seismic stratigraphical, geochronological, and magnetostratigraphical investigations of 6 long drill cores. These were drilled by Paks II Nuclear Power Plant Plc. as a preparatory step for the construction of a new power plant near the city of Paks, Central Pannonian Basin, between 2015 and 2016. The boreholes are in a distance of 8–12 km from each other, and five of them fully penetrated the local Pannonian sequence in a thickness of 390 to 662 m. Each core includes offshore clay marl deposited far from sediment entry points (Endrőd Fm), heterolithic, sandy siltstones of a <200 m high shelf-margin slope (Algyő Fm), and several stacked deltaic deposits from prodelta silts to sandy mouth bars, heterolithics, lignite and sandy channel-fills of the delta plain (Újfalu Fm). Magnetostratigraphic investigations from two cores and authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating from two others were combined by means of seismic correlation between the boreholes, and thus they provide a solid geochronological and chronostratigraphic basis for the interpretation of the sedimentological and palaeontological records of the cores. The continuous representation of the earliest Pannonian (11.6–9.1 Ma) in the cores needs further palaeontological investigation, as both magnetostratigraphy and authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating failed to give reliable age data from the basal, condensed calcareous marls. The 9.1 to 6.5 Ma interval, however, is represented in the cores by

various lithologies and abundant and sometimes excellently preserved fossils. In the deltaic succession, 10 sedimentary sequences were correlated between the cores; as their duration is not more than 200 kyr each, they can be regarded as 4th-order sequences. The palaeontological record of the cores shows a very good agreement with the formerly established biochronostratigraphical system. The cores provide an insight into the evolution of the sedimentary environment and the biota of Lake Pannon between 9.1 and 6.5 Ma with a so far unprecedented temporal and spatial resolution.

Keywords: Lake Pannon, stratigraphy, lithostratigraphy, biostratigraphy, seismic stratigraphy, sequence stratigraphy, magnetostratigraphy, authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating

Introduction

The chronostratigraphic subdivision, correlation, and dating of the lacustrine to fluvial Pannonian Stage (Upper Miocene–Pliocene, Pannonian Basin System, PBS) has always been a problematic issue (for a historical summary, see MAGYAR & GEARY 2012). In the 1980s, a series of deep wells with continuous coring were drilled in Hungary with the purpose of improving the stratigraphy and geochronology of the late Neogene sedimentary sequence of the PBS (e.g. LANTOS et al. 1992, ELSTON et al. 1994). These cores were subject to detailed biostratigraphic and magnetostratigraphic investigations, and where present, the intercalated volcanic layers were dated with the K/Ar method. The resulting dataset provided a base for seismic correlations and sequence stratigraphic interpretations, which led to a completely new sedimentary and chronostratigraphic model of the Pannonian Stage (e.g. BÉRCZI 1988, POGÁCSÁS et al. 1988, VAKARCS et al. 1994).

Although most of the inferences from these old cores are still considered valid, multiple stratigraphic problems remained and hinder precise correlation and reliable dating within the non-marine basin fill: 1) the fossil record of only a few cores was published (JÁMBOR et al. 1985, KORPÁS-HÓDI 1992, SÜTŐ-SZENTAI 2000), and biostratigraphic subdivision of the upper part of the Neogene (between ca 8–2.6 Ma) remained lacking (MAGYAR & GEARY 2012); 2) serious doubts emerged concerning the reliability of magnetic polarity measurements and magnetostratigraphic interpretations because the main magnetic carrier in the cores was the diagenetically formed greigite (BABINSZKI et al. 2007); 3) the K/Ar dating often gave contradictory results and the uncertainty of the measurements was usually very high (e.g. BALÁZS & NUSSZER 1987, MAGYAR et al. 1999); 4) seismic correlations were not always compatible with the biostratigraphic and geochronological data from the cores (e.g. TÓTH-MAKK 2007); and 5) basin-wide correlation of third-order sequence boundaries remained ambiguous (cf. VAKARCS et al. 1994, SACCHI et al. 1999, TÓTH-MAKK 2007), whereas higher order sequences are too small to correlate between small depressions (SZTANÓ et al. 2013a). As a consequence, dating of the late Neogene succession within the PBS could so far only be carried out with relatively high uncertainty (+/– 0.5 Ma).

An unprecedented opportunity for testing and improving the currently used Pannonian biochronostratigraphic model arose when several-hundred-metres long Pannonian cores were drilled by Paks II Nuclear Power Plant Private Limited Company in 2015–2016 as a preparatory step for the construction of a new power plant near the city of Paks, central Pannonian Basin. The sedimentological and palaeontological analysis of the cores combined with magnetostratigraphic and authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating and seismic correlations between the boreholes is resulting in a well-grounded, reliable, high-resolution chronostratigraphy for the penetrated part of the Pannonian sequence. This work is not complete yet, but here we share the preliminary results as a tribute paid to our professor, colleague, and friend, Ferenc HORVÁTH. As a member of the Scientific Advisory Board for this industrial Geological Research Program of Paks II Ltd., he was fully aware of the scientific potential and value of the cores. With the enthusiasm that was so characteristic to him, he actively supported our efforts to get access to the cores, to obtain permission for stratigraphic sampling, and to publish the results to the scientific community.

Stratigraphic background

At about the Middle–Late Miocene boundary (11.6 Ma), the PBS lost its connections to other marine Paratethyan basins, and the environment changed from restricted marine to Caspian-type brackish lacustrine with endemic aquatic biota. The several-km-thick Pannonian Stage, comprising the Upper Miocene and the Pliocene of the PBS, consists of deep water marls, turbiditic sandstones, slope shales, stacked deltaic deposits and fluvial sediments (JUHÁSZ 1992, SZTANÓ et al. 2013a, b). The boundary between the major lithostratigraphic units is diachronous, reflecting the gradual advance of sand-bearing depositional systems from the margins towards the basin center (HORVÁTH & POGÁCSÁS 1988, JUHÁSZ 1994).

The combination of biostratigraphy, based on endemic molluscs, ostracods, and dinoflagellates retrieved from both surface outcrops and drilling cores, with seismic stratigraphy lead to a biochronostratigraphic system, which was tentatively calibrated against the geological time scale through radiometric age measurements and magnetostratigraphic studies (for a summary, see MAGYAR & GEARY 2012). This dataset allowed the age calibration of the shelf-edge slope advancing across the PBS (VAKARCS et al. 1994, MAGYAR et al. 2013).

The new studied cores, designated with the acronym "PAET" (from the Hungarian for "Paks nuclear power plant, plot designation") were drilled in the wide vicinity of Paks, a town located 100 km south of Budapest on the right bank of the Danube. The thickness of the Pannonian sequence is relatively small, only 400–800 m in this area, depending on

the morphology of the highly complex Palaeo–Mesozoic basement and on the thickness of the Lower to Middle Miocene strata. Former stratigraphic data for the Pannonian of the region came from fully cored reference drillings of the 1970s–1990s, such as Lajoskomárom–1 (Jámbor et al. 1985), Tengelic–2 (Halmai et al. 1982, Korpás-Hódi 1982, Sütő-Szentai 1982, Széles 1982), Kaskantyú–2 (Elston et al. 1994; Juhász et al. 1996, 1997; Lantos et al. 1992; Magyar et al. 1999; Pogácsás et al. 1994; Tóth-Makk 2007), and Paks–2, –3, –4a, –4b, –4c (Szuromi-Korecz 1992, Sütő-Szentai 2000) (*Figure 1*). The lessons learnt from these old cores about the Pannonian stratigraphy of the region can be summarised as follows. 1) The deeper the base of the Pannonian Stage is, the older its basal layers are. In the local — still relatively shallow — depocenters, the oldest Pannonian biozones are usually condensed and thus difficult to identify. On the local highs, the younger Pannonian directly overlies the pre-Neogene basement with a significant hiatus, and the resulted base Pannonian unconformity is easily recognisable on seismic profiles. 2) The bulk of the Pannonian sequence (the uppermost 500–600 m) represents the youngest biozones of the Pannonian Stage (*Spiniferites validus* and *Galeacysta etrusca* Zones in the dinoflagellate zonation and *Congeria rhomboidea* and *Prosodacnomya* Zones in the mollusc zonation), dated younger than ca 9 Ma (Magyar & Geary 2012). 3) The prograding shelf-margin slope passed by the area roughly at 8.5–8.0 Ma ago (Magyar et al. 2013). 4) The Pannonian Stage is truncated by an erosional unconformity, separating the Upper Miocene from the overlying Pliocene and/or Pleistocene (Magyar & Sztanó 2008).

Materials and methods

We have investigated 6 PAET cores; their location is indicated in *Figures 1* and *2,* and the basic data of their Pannonian intervals are summarised in *Table I*.

In each core, the facies, i.e. lithological variations, grain size, sedimentary structures and macrofossils, were logged from bottom to top with an accuracy of 10 cm and we interpreted the sedimentological features in terms of depositional processes and environments. Based on the shift of facies, sedimentary cycles (i.e. parasequences and parasequence sets) were determined, and their overall stacking pattern was used to cross-check correlations.

All interpretable mollusc remains were picked from the cores, and a large part of them is cleaned and determined by

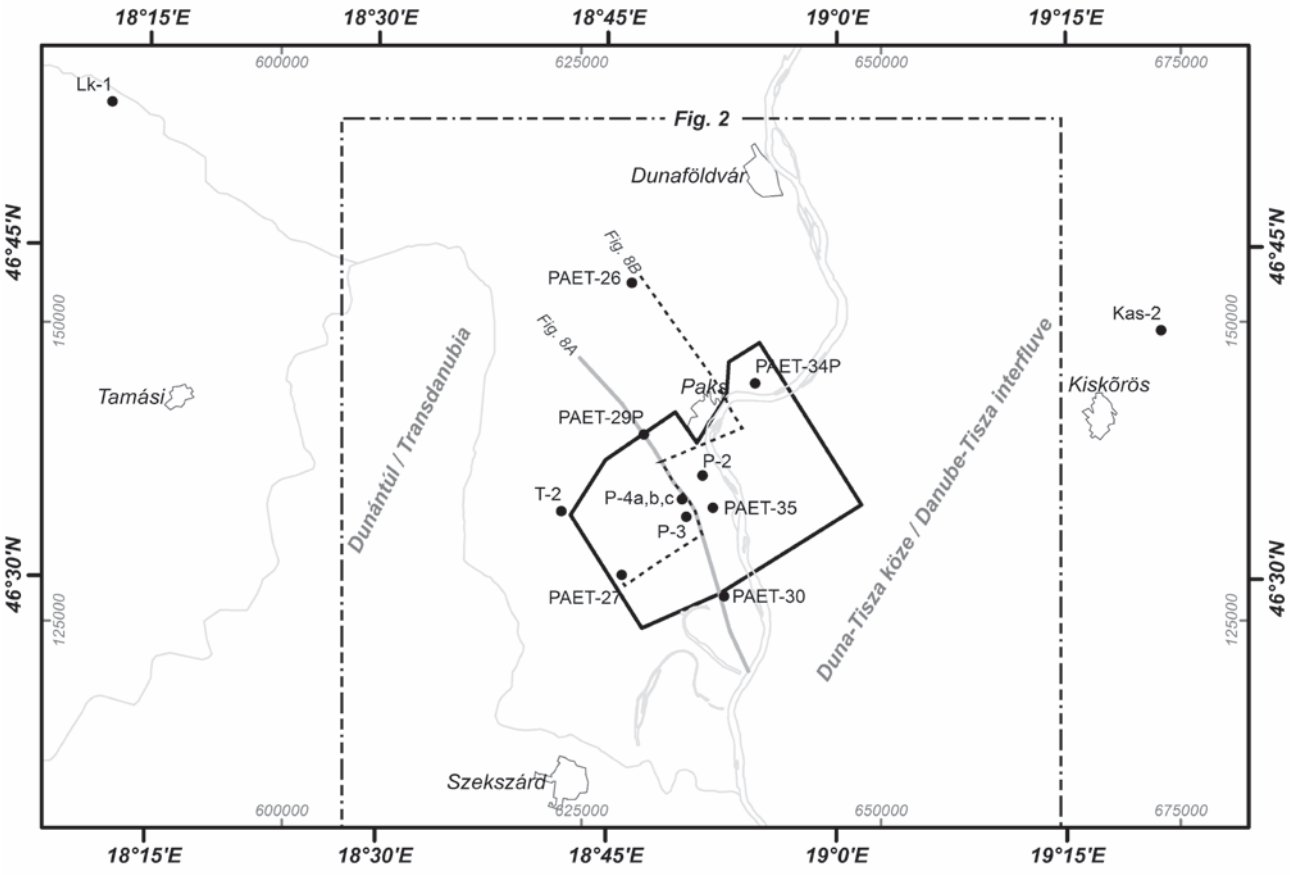


Figure 1. Location map showing the discussed new stratigrapic and old hydrocarbon exploring/stratigraphic wells and the Paks 3D seismic cube (with geographical coordinates and EOV coordinate system)

1. ábra. *A szövegben tárgyalt fúrások és a paksi 3D szeizmikus tömb helyszínrajza (földrajzi és EOV koordinátarendszerben)*

now. Micropaleontological samples were taken from the clayey and silty intervals, and they were subject to standard procedures to obtain palynological preparates and to recover the ostracod assemblages. For the biostratigraphic evaluation of molluscs and dinoflagellates, the correlation system of MAGYAR & GEARY (2012) was tentatively used. Ostracod assemblages were assigned into the biozones of SZUROMI-KORECZ (1992). The entire palaeontological material from

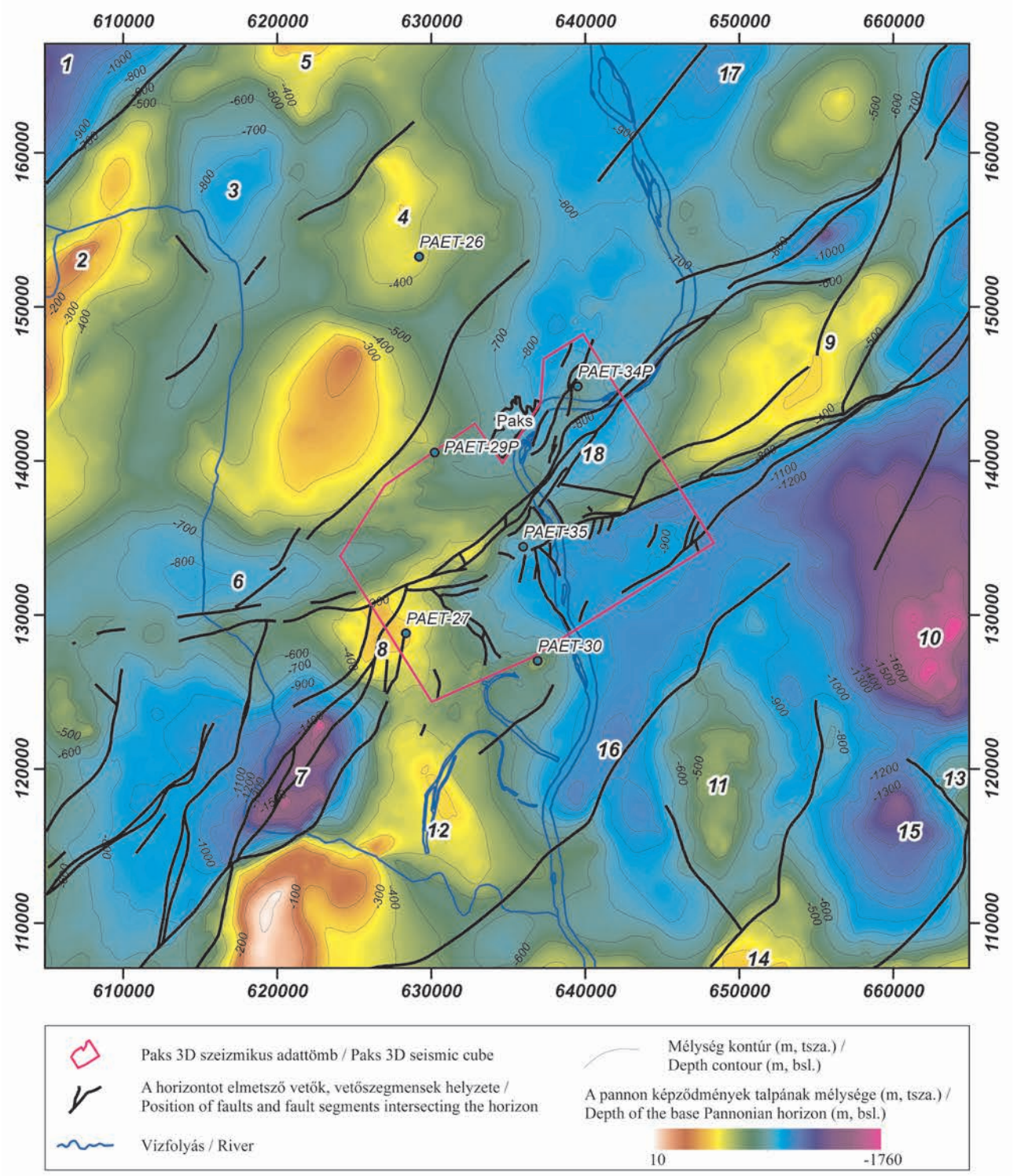


Figure 2. Depth map of the base Pannonian horizon (EOV coordinate system). Numbers indicate the distinguished main morphological elements (cf. Figure 6. of HORVÁTH et al. this volume)

1. Ozora trough 2. Tamási high 3. Simontornya basin 4. Németkér high 5. Sárbogárd high 6. Tengelic–Paks trough 7. Bonyhád basin 8. Tolna high 9. Szentkirály high 10. Kecel trough 11. Miske high 12. Mórágy–Szekszárd high 13. Jánoshalma high 14. Sükösd high 15. Borota basin 16. Fajsz basin 17. Újsolt trough 18. Géderlak trough

2. ábra. *A pannóniai emelet talpának mélységtérképe Paks környékén (EOV koordinátarendszerben). A számok a fontosabb aljzatmorfológiai elemeket jelölik (vö. HORVÁTH et al. 6. ábrájával ebben a kötetben)*

Table I. Basic data of the six investigated Pannonian PAET cores
I. táblázat. *A hat vizsgált PAET fúrómag pannóniai szakaszainak főbb adatai*

Core name	Base Pannonian (measured depth in m)	Underlying unit	Top Pannonian (measured depth in m)	Thickness or core length (m)	Authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating	Magneto-stratigraphy
PAET-26	500,6	metamorphite	13,7	486,9	9 samples	not reliable
PAET-27	416,3	Badenian	26	390,3	2 samples	not reliable
PAET-29P	605,8	Sarmatian	15,2	590,6	7 samples in progress	not sampled
PAET-30	523	Triassic	38,8	484,2	7 samples in progress	reliable
PAET-34P	677	Badenian or Sarmatian	14,7	662,3	9 samples in progress	reliable
PAET-35	823	Sarmatian	N/A	52,4	not sampled	not reliable

the PAET cores was donated by Paks II Ltd. to the Hungarian Natural History Museum, Budapest, where it is being catalogued and reposited.

Reconstruction of the base Pannonian surface and chronostratigraphic correlation between the cores were carried out by seismic methods. Seismic interpretation of the base Pannonian geological horizon within the study area was performed using an integrated, quality-checked geological-geophysical dataset. This dataset included the Paks 3D seismic cube (acquisited in 2014), all available previous and recent 2D seismic data, as well as relevant archive wells of hydrocarbon exploration, water prospecting, stratigraphic studies and the new PAET wells (for a summary of the dataset see Figure 4 of Horváth et al. this volume). For the geological and methodological background of seismic interpretation, as well as the methods used during map construction the reader is referred to Wórum et al. (2015). Seismic stratigraphic correlations between wells PAET–26, –27, –29P, –30, and –34P were carried out on 2D seismic lines. (Correlation of PAET–35 has not been performed yet, because this well is located off the existing 2D network.) For each well in the 2D correlation, the time/depth function of the nearby Zomba–1 hydrocarbon prospecting well was used.

Eleven samples from two cores (PAET–26, –27) were subject to authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating procedure. The authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating method is based on the measurement of the ratio of ^{10}Be versus ^{9}Be nuclides in the authigenic phase of sediments. The radioactive ^{10}Be ($t_{1/2} = 1.39 \pm 0.01$ Ma; Chmeleff et al. 2010, Korschinek et al. 2010) is formed as a cosmogenic nuclide in the atmosphere and transferred to the Earth's surface mainly by precipitation (Raisbeck et al. 1981), where it is attached to the surface of fine grained sediments (Wittmann et al. 2012). The stable ^{9}Be is derived chemically from weathering rock masses. If the initial ratio (R_{ini}), i.e. the $^{10}Be/^{9}Be$ ratio at the time of sedimentation can be constrained, the radioactive decay of ^{10}Be enables to calculate the time elapsed since sediment burial (Bourlès et al. 1989). Accordingly, the R_{ini} has a key role in the age determination. It depends on the climate, drainage basin lithologies and sedimentary environment, as these factors determine the abundances of ^{10}Be and ^{9}Be nuclides in the water column at the time of sedimentation.

The samples were processed and their ^{9}Be content was determined using Atomic Absorption Spectrophotometer at CEREGE (Aix en Provence, France). The accelerator mass spectrometry (AMS) measurement of their $^{10}Be/^{9}Be$ ratio was performed at the French national AMS facility, ASTER (in CEREGE), calibrated against the NIST SRM 4 325 standard material with an assigned $^{10}Be/^{9}Be$ ratio of $(2.79 \pm 0.03)\times10^{-11}$. The detailed methodology and laboratory procedures applied during the authigenic isotope dating is described in Lebatard et al. (2008) and Šujan et al. (2016).

Five drill cores (PAET–26, –27, –30, –34P, –35) were sampled for magnetostratigraphic purposes. As the results of magnetostratigraphic investigations were already published by Kelder et al. (2018), the reader is referred to that paper for the description of applied methods.

The study area and location of the cores

The study area has a transitional position between the typical deep basins of Transdanubia (e.g. Ozora trough, Törő et al. 2012, Sztanó et al. 2013a) and the Danube–Tisza interfluve (e.g. Kiskunhalas trough, Balázs et al. 2016, Lemberkovics et al. 2017). The area was characterised by a moderate subsidence rate during the Pannonian. The depth map of the base Pannonian horizon (*Figure 2*) displays the most important morphological elements (highs and basins) of the substrata. Comparing this map to the depth map of the pre-Cenozoic basement (see Figure 6. of Horváth et al. this volume), a rather similar morphological picture can be recognised. Nevertheless, as a consequence of the intense Early and Middle Miocene syn-rift sedimentation and associated volcanic activity, the base Pannonian horizon, representing the post-rift phase of the PBS, displays a morphologically much more smoothed, less fragmented character. Furthermore, some shifts in the position of the center of certain basins/troughs can be also observed. The main depocenters during the Pannonian were the Ozora trough in the north-west, the Kecel trough in the east, as well as the Borota and Fajsz basins in the south-east, and the Bonyhád basin in the south-west (*Figure 2*). The depth of the base Pannonian horizon exceeds 1000–1500 m (bsl) in these basins, whereas it has a very shallow position (100–300 m

bsl) above the neighbouring highs. In addition to these main depocenters, several minor, fault-bounded, elongated oval-shaped subbasins are also observable to the east/east-north-east of Paks (*Figure 2*). These are interpreted as small pull-apart basins formed during Pannonian transtension. For a detailed characterisation of the mapped faults the reader is referred to the work of HORVÁTH et al. (this volume).

Among the 6 investigated PAET wells, PAET–26 was drilled above the Németkér high, PAET–27 above the Tolna high, PAET–30 above the north-eastern spur of the Mórágy–Szekszárd high, whereas PAET–34P was positioned in the Géderlak trough, PAET–35 in the westernmost part of the Kecel trough, and PAET–29P is located in an intermediate position on the western flanks of the Géderlak trough (*Figure 2*).

Description of the cores

Sedimentary facies and depositional environments

Profundal marls (Endrőd Formation)

The beginning of deposition, and the thickness of the profundal marls comprising the Endrőd Formation, depended on the initial basin floor topography. Initial basin floor relief was slightly modified by post-Pannonian deformation (TÖRŐ et al. 2012, SZTANÓ et al. 2013b): highs probably became higher while lows became somewhat deeper, but the present-day morphology of the base Pannonian surface reflects the original one. Therefore, relatively thick Pannonian successions were drilled in the Kecel and Géderlak troughs. These overlay late Middle Miocene (Sarmatian) deposits (breccias and sandstones in PAET–29P and –34P and pebbly marls in PAET–35). In these wells, the lacustrine succession may conformably follow the Sarmatian and began with open-water calcareous marls (Tótkomlós Member of Endrőd Formation; *Figure 3*). These marls are white to light-grey, massive, and contain a lot of molluscs and ostracods. In addition to fully bioturbated beds, a dense network of burrows displayed by variations of the colour also occur. Laminated dark marls with pyrite clusters were also found rarely. The thickness of the calcareous marl is less than 30 m. With the upward decreasing of the carbonate content, it is overlain by silty marl to siltstone, sometimes containing very thin, graded sandstone intercalations. In PAET–29P, situated on the flank of the Géderlak high, the thickness of the marl is only a few metres. Its uppermost surface contains calcite-filled fissures, and is sharply overlain by a pebbly sand.

On local highs, the Pannonian succession unconformably overlies different types of basement units: Palaeozoic schist in PAET–26, Triassic dolomite in PAET–30, and Middle Miocene (Badenian) fossiliferous limestone in PAET–27. Lacustrine sedimentation began with either a less-than-a-metre-thick pebbly sand (PAET–26) interpreted as a transgressive lag, or a 6-m-thick oligomictic conglomerate of abrasional origin (PAET–30). The 5-m-thick, poorly sorted sand above the brecciated surface of the calcareous marl in PAET–29P might also be the product of wave reworking. The basal clastics or the unconformity is overlain by sand-free, mostly bioturbated, organic-rich, slightly micaceous claystones-siltstones. Pyrite clusters, solitary mollusc shells, fish scales, rarely fish skeletons and plant debris occur. These beds represent the Nagykörű Clay Marl Member of the Endrőd Formation, the thickness of which varies between 15–120 m (thinner on the highs and thicker towards the relatively deep areas; *Figure 3*).

Both the calcareous and clay marls are profundal lacustrine deposits. Their depositional conditions, including the water depth, slightly varied. The calcareous marls were deposited when any sort of clastic input was far enough, so the amount of suspended matter was significantly less than during the deposition of the clay marl. The latter indicates the approach of the clastic feeder systems, yet only mud accumulated in the area. In both settings, the depositional depth could reach a few hundred metres. The lake bottom was well aerated for most of the time, but the occurrence of laminated intervals points to intermittent dysoxic conditions.

Slope shales and sands (Algyő Formation)

The next deposits in all wells are micaceous siltstones, commonly with frequent, very thin, very fine-grained sandy intercalations. Some sand laminae are only a few grains thick, whereas others may attain a thickness of a few mm or cm. Plane or cross lamination and convolution may occur, but no graded beds or Bouma-sequences were detected. The thickness of the sand beds and the sand/shale ratio repeatedly increases in 20–35 m thick intervals, particularly towards the top of the formation. Scattered mollusc shells are rare, but shell beds occur repeatedly at the base of these coarsening-up units. The dip of the beds is larger than in the underlying unit, it attains 5°. In PAET–29P and –34P, 2–5 m thick folded, chaotic beds with a dip up to 50° occur; these are interpreted as slump folds (*Figure 3*).

These beds are representing the slope connecting the basin with the shelf. On the highs, the thickness of the slope deposits is only about 80 m, while towards the troughs it increases to 115–140 m. Taking into consideration the compaction that affected the slope deposits, these thickness values indicate 120–300 m of water depth during deposition. In PAET–35, which is the structurally deepest well, the thickness of the slope deposits can be 200–250 m, corresponding to 300–500 m water depth. Slopes with less than 100 m thickness are difficult to recognise on seismic profiles due to resolution issues (cf. UHRIN & SZTANÓ, 2012). Turbidite sandstones associated with the Algyő toe-of-slope did not deposit on the highs, and turbidites of the Szolnok Formation are also missing here. The lack of both types of turbidite system indicates a bypass zone for the clastic sediments on these slopes.

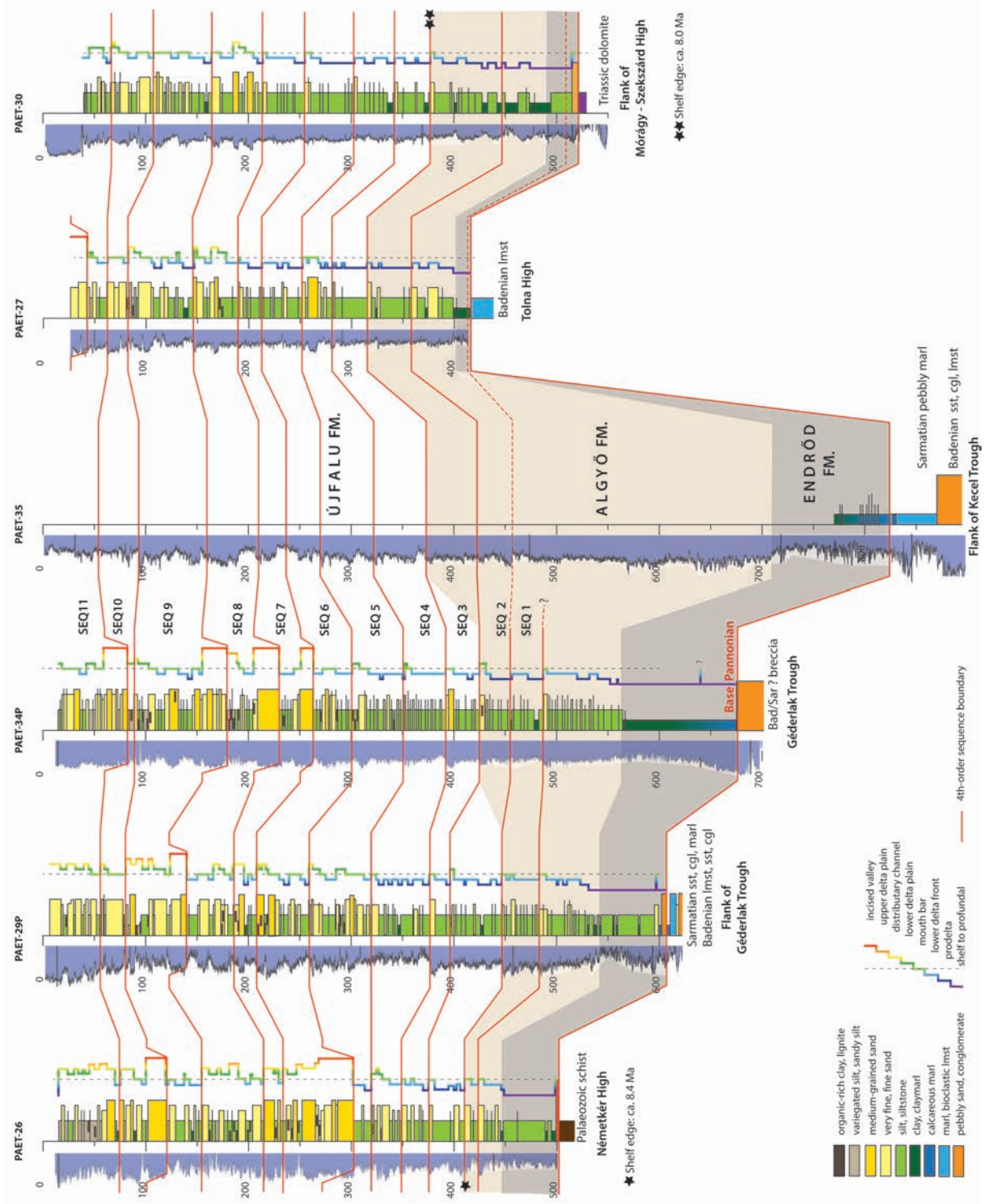


Figure 3. Sedimentological and gamma-ray logs of the PAET cores with the inferred depositional environments and with lithostratigraphic and sequence stratigraphic correlations

3. ábra. *A PAET fúrómagok szedimentológiai és természetes gamma szelvénye, az üledékképződési környezetek rekonstrukciója, és a rétegoszlopok kőzetrétegtani és szekvenciasztratigráfiai korrelációja*

Delta lobe shales, sands, and organic-rich beds (Újfalu Formation)

Above the slope deposits, several stacked deltaic lobes developed, comprising coarsening upwards cycles at different scales. The prodelta is represented by clean laminated mudstones or mud-rich heterolithic facies. Shell-beds are common in the basal part of the mudstones. The increasing ratio of very fine and fine, massive or cross-laminated sandstones, slump folds, and vertical to oblique burrows indicates delta front and distal mouth bar environments. Several meter thick massive, cross-laminated to cross-bedded successions and occurrence of plane-lamination point to the proximal delta front, i.e. flood or wave-dominated mouth bars. The lower delta plain is characterised by heterolithics, organic-rich silts and sands, plant detritus, intense bioturbation, and mottling. Variegated clays and less than dm-thick lignite beds are common on the upper delta plain. Scattered bivalve and gastropod shells occur everywhere in the successions. Few metres thick, fining up series of fine, cross-bedded sand topped by organic-rich heterolithics, are inter-distributary channel fills cutting into the plain. In contrast, 10–33 m thick, cross-bedded, medium to coarse-grained sands represent major conduits of transport, which were occasionally deeply incised into the deltaic successions (*Figure 3*).

The alternation of the above facies comprises shallowing-up cycles, i.e. lacustrine parasequences. The thickness of parasequences varies from 8 to 35 m, but no systematic change was observed. In the lower part of the succession, each cycle is made up of alternations of prodelta and delta front deposits with a well-expressed progradational stacking of the parasequences, often separated by shell-beds. In the upper part, however, deltaic cycles are represented by alternations of mouth bar, lower to upper delta plain and channel-fill deposits, and aggradational to progradational stacking is characteristic. These changes reflect the overall normal regression resulting in gradual infill of Lake Pannon. Based on the stacking pattern and the incised valley fills, at least 10 sequences were correlated in the shallow-water sediments (*Figure 3*).

After the prograding slope left the area, deltaic deposits of the Újfalu Formation sedimented at least up to a thickness of 400 m. The fluvial feeder system (Zagyva Formation) is not known from the study area, due to uplift and erosion during the Pliocene to Quaternary. The Pannonian strata are directly overlain by Quaternary coarse clastics.

Fossils and biostratigraphy

All the six cores were investigated for molluscs, ostracods, and palynology. Apart from core PAET–35 where continuous sedimentation across the Sarmatian–Pannonian boundary can be supposed but no age-diagnostic fossils have been recovered so far, the oldest fossil association was identified in PAET–29P. At a depth of 603 m, small cardiids

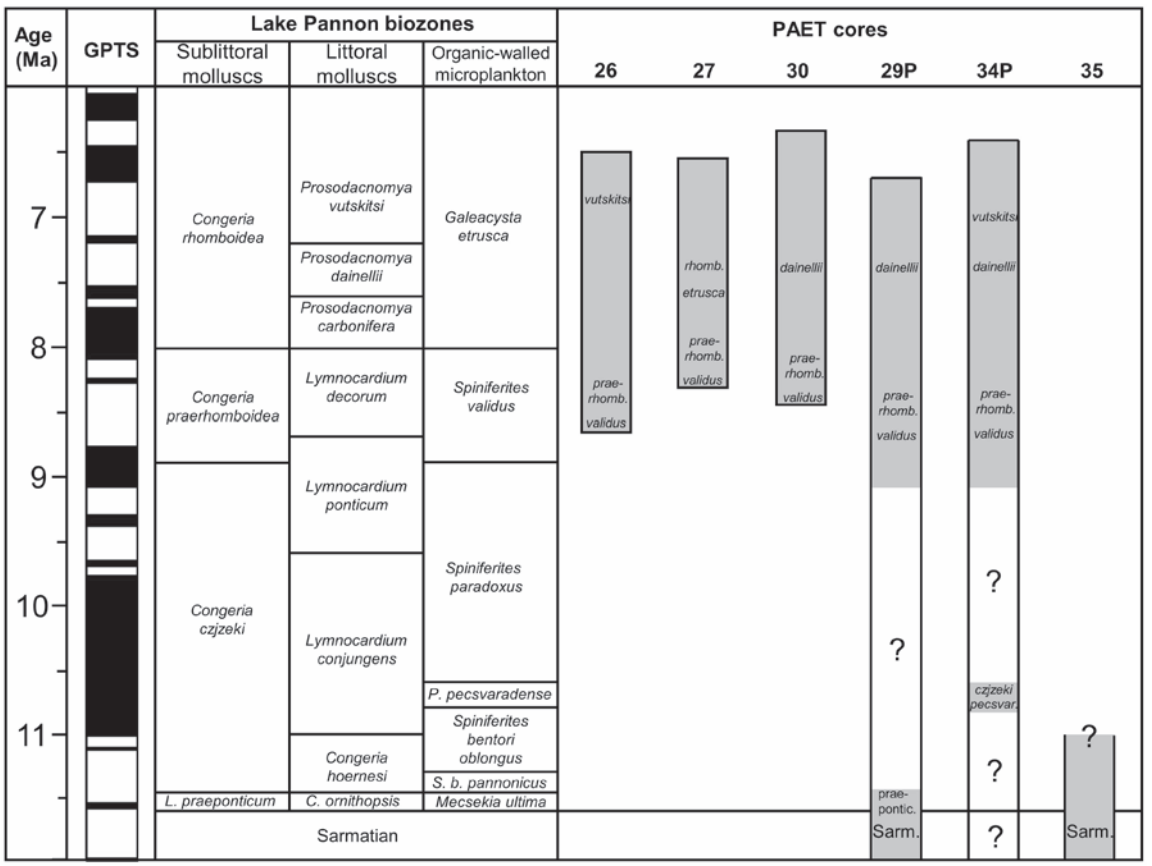


Figure 4. Identified biozones in the PAET cores and their position in the biochronostratigraphic system of MAGYAR & GEARY (2012)

4. ábra. *A PAET fúrómagokban eddig azonosított biozónák és azok időbeli pozíciója MAGYAR & GEARY (2012) biokronosztratigráfiai rendszerében*

and *Radix croatica*, an index fossil (snail) of the *Lymnocardium praeponticum* Zone (11.6–11.4 Ma according to MAGYAR & GEARY 2012) were recognised (*Figure 4*).

The second oldest biostratigraphic unit identified so far, the *Pontiadinium pecsvaradense* Zone (10.8–10.6 Ma), was found in core PAET–34P, at a depth of 664 m (*Figure 4*), based on the common occurrence of *Spiniferites ramosus, Pontiadinium pecsvaradense* and *Spiniferites bentorii pannonicus* (*Figure 5*). This is in accord with the presence of the sublittoral mollusc *Congeria czjzeki* (*C. czjzeki* Zone, 11.4–8.9 Ma) at the same depth (*Figures 4, 6*).

Higher up in the cores of PAET–29P and –34P, as well as in the lower parts of PAET–26, –27, and –30, the sublittoral *Congeria praerhomboidea* Zone (8.9–8 Ma) was identified by the presence of *C.* cf. *praerhomboidea* and *C. zagrabiensis*. Among dinoflagellates, *Impagidinium globosum* and *Spiniferites validus* indicate the correlative *Spiniferites validus* Zone (*Figures 4, 5*). In the upper part of core PAET–27, the *Congeria rhomboidea* Zone and the *Galeacysta etrusca* Zone (both <8 Ma) were found (based on the presence of the sublittoral mollusc *C. rhomboidea* and the dinoflagellate species *G. etrusca*; *Figures 4, 5*). The other cores displayed littoral molluscs in their upper parts, such as *Prosodacnomya dainellii* and *P. vutskitsi,* indicating the *P. dainellii* Zone (7.6–7.1 Ma) in PAET–30, –29P, –34P, and the overlying *P. vutskitsi* Zone (<7.1 Ma) in PAET–26 and –34P (*Figures 4, 6*).

The biostratigraphic interpretation of the ostracods is in progress. SZUROMI-KORECZ (1992) developed an ostracod zonation for drill cores in southeastern Transdanubia

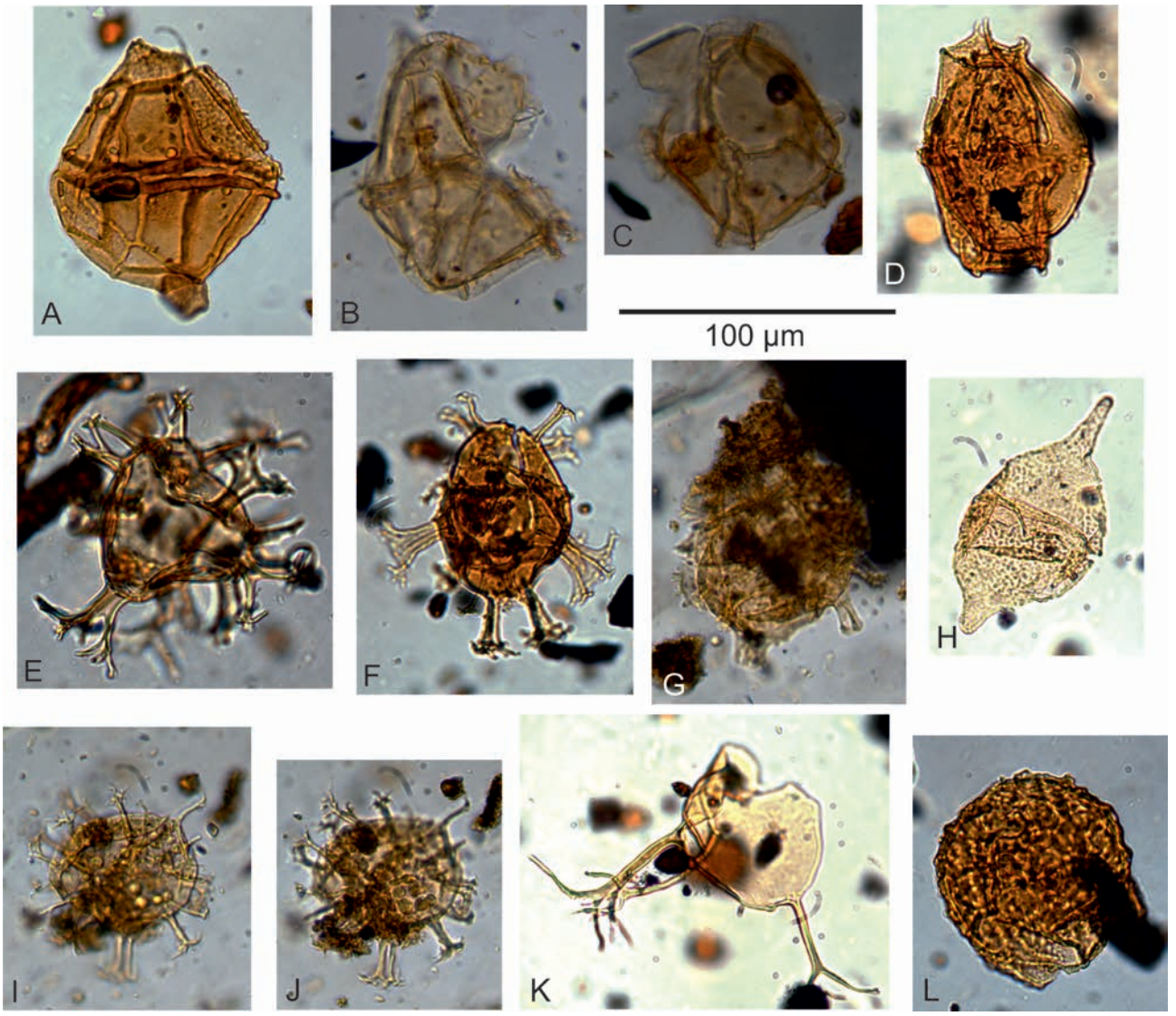


Figure 5. Stratigraphically important dinoflagellates from the PAET cores

A: *Pontiadinium pecsvaradensis* Sütő-Szentai, PAET-34P, 639.6-639 m; B-C: *Galeacysta etrusca* Corradini & Biffi, PAET-27, 237.8-237.7 m; D: *Spiniferites balcanicus* (Baltes) Sütő-Szentai, PAET-30, 492.3-492.2 m; E: *Spiniferites validus* Sütő-Szentai, PAET-34P, 458.06-457.96 m; F: *Spiniferites virgulaeformis* Sütő-Szentai, PAET-30, 511-510.95 m; G: S*piniferites bentorii* cf. *pannonicus* Sütő-Szentai, PAET-34P, 663.9-663.7 m; H: *Pontiadinium inequicornutum* Baltes, PAET-30, 492.3-492.2 m; I-J: *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Mantell, PAET-34P, 663.9-663.7 m; K: *Achomosphaera andalousiensis* Jan du Chęne, PAET-30, 477.47-477.4 m; L: *Impagidinium globosum* Sütő-Szentai, PAET-29P, 405.5-405.4 m

5. ábra. *Rétegtani szempontból fontos dinoflagelláták a PAET fúrómagokból*

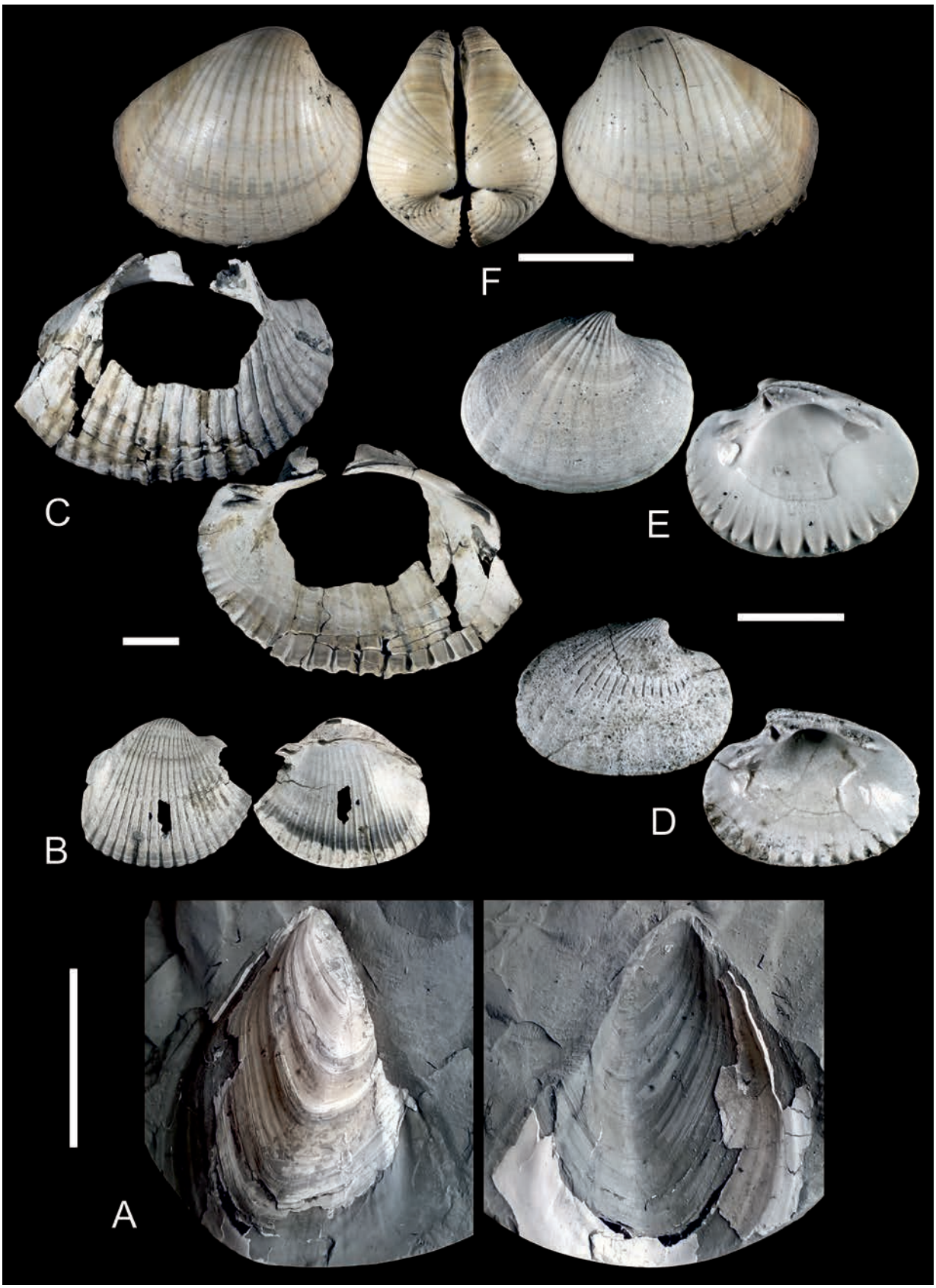


Figure 6. Stratigraphically important molluscs from the PAET cores

A: *Congeria czjzeki* M. Hörnes, PAET-34P, 598.47-598.3 m; B: *Lymnocardium penslii* (Fuchs), PAET-29P, 438.05-437.73 m; C: *L. schmidti* (M. Hörnes), PAET-29P, 208.1-207.7 m; D: *L. diprosopum* (Brusina), juvenile specimen, PAET-34P, 392.78-392.63 m; E: *L. arpadense* (M. Hörnes), juvenile specimen, PAET-29P, 123.12-123 m; F: *Prosodacnomya vutskitsi* (Brusina), PAET-29P, 160.81-160.74 m. Scales: A: 20 mm, B-C, F: 10 mm, E-D: 5 mm

6. ábra. *Rétegtani szempontból fontos puhatestűek a PAET fúrómagokból*

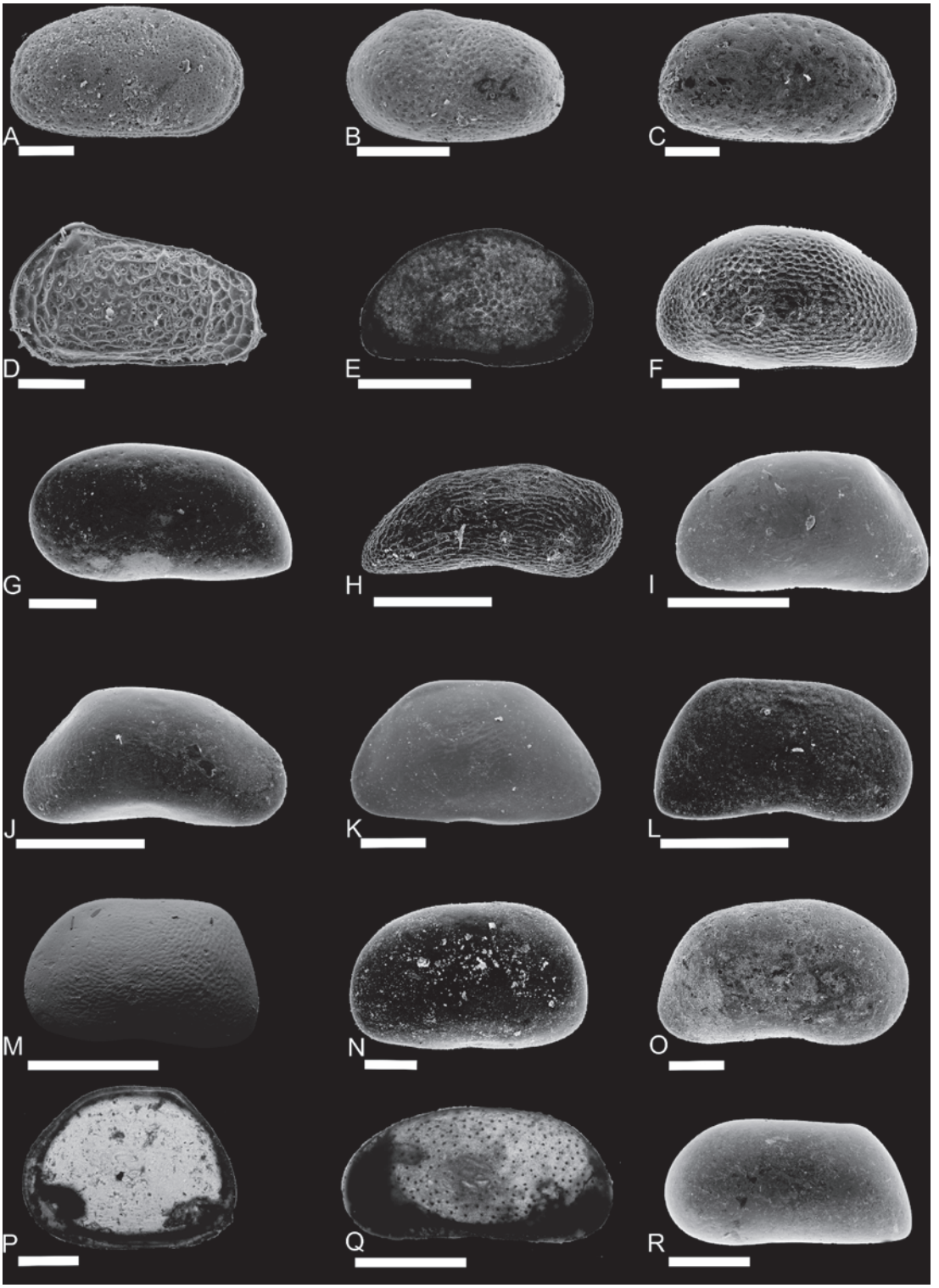


Figure 7. Stratigraphically important ostracods from the PAET cores (in lateral views)

A: *Cyprideis (Cyprideis) agrigentina* Decima, right valve (RV), PAET–26, 197.6–197.5 m; B: *Cyprideis sublittoralis* Pokorny, left valve (LV), PAET–26, 486.8–486.7 m; C: *Cyprideis seminulum* (Reuss), RV, PAET–26, 408.9–408.8 m; D: *Hemicytheria* cf. *josephinae* Zalányi, LV, PAET–26, 437.9–437.8 m; E: *Bakunella dorsoarcuata* (Zalányi), RV, PAET–27, 277.4–277.3 m; F: *Bakunella* cf. *guriana* (Livental), LV, PAET–30, 142.05–141.95 m; G: *Candona (Caspiolla) praebalcanic*a Krstič, LV, PAET–26, 71.5–71.4 m; H: *Candona (Serbiella) sagittosa* Krstič, RV, PAET–27, 385.95–385.85 m; I: *Candona (Hastacandona) longitesta* (Krstič), LV, PAET–30, 142.05–141.95 m; J: *Candona (Hastacandona) longitesta* (Krstič). Right valve (RV). PAET–30 141.95–142.05 m. K: *Candona (Lineocypris) trapezoidea* (Zalányi), LV, PAET–27, 216.4–216.3 m; L: *Candona (Reticulocandona) orientalis* (Krstič), RV, PAET–27, 216.4–216.3 m; M: *Candona (Reticulocandona) reticulata* (Méhes), LV, PAET–27, 186.5–186.4 m; N: *Candona (Thaminocypris) alta* (Zalányi), LV, PAET–27, 196.3–196.2 m; O: *Candona (Sinegubiella) sublabiata* (Krstič), RV, PAET–26, 437.9–437.8 m; P: *Cypria tocorjescui* Hanganu, LV, PAET–27, 183.85–183.8 m; Q: *Amplocypris recta* (Reuss), LV, PAET–26, 365.4–365.3 m; R: *Amplocyris nonreticulata* Krstič, LV, PAET–30, 79.3–79.2 m. Scales: D: 250 µm; B, I–L, Q, R: 500 µm; others: 200 µm

7. ábra. *Rétegtani szempontból fontos kagylósrákok a PAET fúrómagokból (oldalnézetben)*

(including P–3 and P–4a), which was partly based on, and modified from, the zonation of KRSTIĆ (1985). The oldest ostracod biostratigraphic unit identified so far from the PAET cores is the *Hemicytheria croatica* Zone (sensu SZUROMI-KORECZ 1992) in PAET–29P, 594 m. In this sample, the dominance of *Cyprideis* ex. gr. *macrostigma* and lack of "Pontian" species (sensu KRSTIĆ 1985) indicate the uppermost part of the „Pannonian s. str.", which is correlated with the upper part of the *Congeria czjzeki* Zone (11.4–8.9 Ma) by SZUROMI-KORECZ (1992). The younger *Sinegubiella sublabiata — Amplocypris nonreticulata* and *Bakunella dorsoarcuata — Thaminocypris pontica* Zones (SZUROMI-KORECZ 1992) were identified in all PAET cores, except for PAET–35 (*Figure 7*).

Biostratigraphic assignment was often difficult or impossible in the uppermost part of the cores where strong freshwater influence affected the depositional environments and brackish index fossils are scarce or entirely lacking.

Seismic correlation of the cores

Based upon the principle that seismic reflectors correspond to palaeosurfaces, chronostratigraphic correlation between the PAET wells was carried out on a network of 2D seismic lines (*Figures 1, 8*; *Table II*). The five correlation horizons (H1 to H5) were arbitrarily choosen high amplitude events. In the upper part of the Pannonian sediments, consisting of shallow lacustrine and deltaic deposits, the reflectors are parallel and horizontally continuous. In the lower part of the Pannonian, however, clinoforms of small height (below 100 ms; *Figure 8*) were detected. These clinoforms clearly reflect progradation of a transitional slope (sensu SZTANÓ et al. 2015).

Although the study area is segmented by the Kapos Line fault system (HORVÁTH et al. this volume), the apparent offset of the correlation horizons at the different fault segments could be determined, thus tracing of individual seismic reflectors across the faults was reliably performed.

Dating of the cores

Authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating

Results from the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating are available for PAET–26 and PAET–27 cores (*Table III*), and measurements are in progress with samples processed at the recently launched sample preparation laboratory in Bratislava (ŠUJAN et al. 2018) for PAET–29P, –30, and –34P (*Table I*).

For the calculation of the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ ages, initial ratios derived from data published by ŠUJAN et al. (2016) were applied. They collected and measured Late Pleistocene and Holocene samples from shallow lakes with limited drainage areas in the Western Pannonian Basin (n=5) and from the recent floodplain of the Danube Basin dominated by the Danube and its Western Carpathian tributaries (Vah,

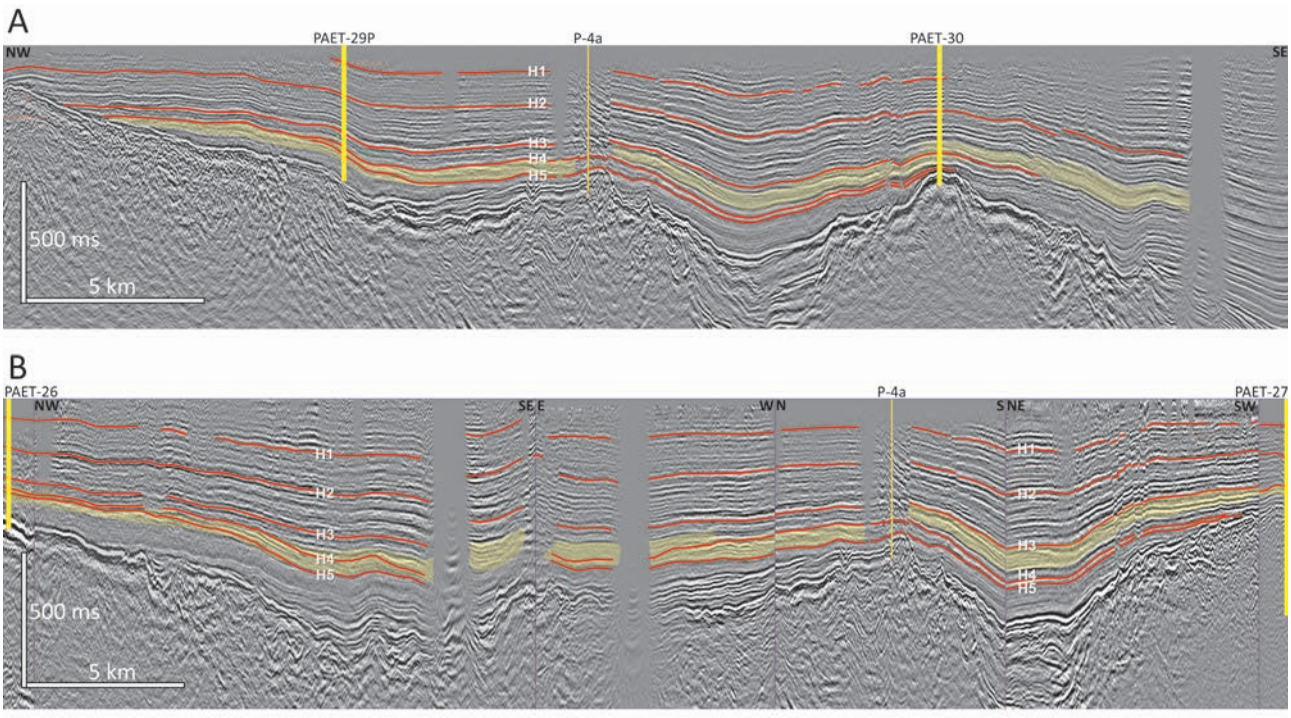


Figure 8. Seismic stratigraphic correlation between A) PAET-29P and PAET-30 and B) PAET-26 and PAET-27 cores on 2D seismic profiles. Clinoform sets are highlighted with yellow. Location of profiles in *Figure 1*

8. ábra. *Szeizmikus rétegtani korreláció 2D szelvényeken a PAET-29P és PAET-30 fúrások között (A), illetve a PAET-26 és PAET-27 fúrások között (B). A klinoform sorozatokat sárga szín jelöli. A szelvények nyomvonala az 1. ábrán látható*

Table II. Seismic correlation between the PAET wells (using 2D seismic data)

II. táblázat. *Szeizmikus korreláció a PAET fúrások között (2D szeizmika felhasználásával)*

Horizon	Measured depth in PAET-26 (m)	Measured depth in PAET-27 (m)	Measured depth in PAET-29P (m)	Measured depth in PAET-30 (m)	Measured depth in PAET-34P (m)
H1	160	140	140	155	155
H2	270	235	260	280	265
H3	365	355	400	450	425
H4	420	onlaps	470	515	not correlated
H5	415	onlaps	495	onlaps	not correlated

Nitra, Hron) (n=11), and calculated a weighted mean value for both (mean R_{ini} lacustrine: $(6.97\pm0.14) \times 10^{-9}$; mean R_{ini} alluvial: $(4.14\pm0.17) \times 10^{-9}$). Accordingly, in this study the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ ages were calculated using both fluvial and lacustrine initial ratios (*Table III*).

Independently of the selection of the R_{ini}, the results show that the Pannonian sequence in both PAET–26 and –27 represents a time span of approximately 2 Myr. The calculated ages — considering their uncertainties — follow the chronological order with increasing trend of authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ ages with depth. Calculated age of the PAET–26, 433 m sample is out of this trend; therefore, it is considered as an outlier and it is skipped from further discussion.

Magnetostratigraphy

Five Paks cores were sampled for magnetostratigraphic investigations of the Pannonian successions: PAET–26 (328 samples), PAET–27 (280), PAET–30 (344), PAET–34P (486), and PAET–35 (122). Demagnetisation behaviour of 7 test samples from PAET–35 was not promising for constructing a magnetostratigraphy, therefore no further samples of the core were measured. Because sample quality and resolution was not satisfactory in PAET–26 and –27 either, only PAET–30 and –34P were used for magnetostratigraphic correlation (Kelder et al. 2018).

Rock magnetic and SEM investigations showed that all magnetic components of the samples reside in diagenetically forming greigite. Thermal demagnetisation behaviours made it possible to distinguish the magnetic components associated with early diagenetic greigite from the components that are the results of a late diagenetic overprint (Kelder et al. 2018).

As a result, the PAET–30 core displays 4 normal and 5 reversed intervals. Taken into consideration that the biochronostratigraphic model restricts the age of the core to

Table III. Authigenic ^{10}Be and ^{9}Be abundances, $^{10}Be/^{9}Be$ ratios, and ages calculated with lacustrine and with fluvial initial ratio (initial ratios are from Šujan et al. 2016)

III. táblázat. *Az autigén ^{10}Be és ^{9}Be mennyisége, $^{10}Be/^{9}Be$ arányok és korok tavi és folyóvízi kiindulási izotóparánnyal számolva (kiindulási izotóparányok Šujan et al. 2016 alapján)*

Core number and depth (m)	^{10}Be (at)*1e^{5}	^{9}Be (at)*1e^{16}	Natural $^{10}Be/^{9}Be$ *1e^{-11}	Age (Ma)	
				lacustrine R_{ini}	fluvial R_{ini}
PAET-26, 55.1	66.35 ± 2.83	4.09 ± 0.04	16.214 ± 0.706	7.53 ± 0.37	6.48 ± 0.39
PAET-26, 58.6	80.64 ± 3.25	4.73 ± 0.12	17.058 ± 0.813	7.42 ± 0.39	6.38 ± 0.4
PAET-26, 100	38.28 ± 1.60	3.71 ± 0.07	10.326 ± 0.479	8.43 ± 0.43	7.39 ± 0.46
PAET-26, 154.8	84.48 ± 2.62	5.15 ± 0.03	16.417 ± 0.518	7.50 ± 0.29	6.46 ± 0.34
PAET-26, 163.3	37.32 ± 1.34	3.11 ± 0.04	12.012 ± 0.451	8.13 ± 0.35	7.08 ± 0.40
PAET-26, 433.45	13.52 ± 0.69	4.83 ± 0.08	2.799 ± 0.151	11.04 ± 0.64	10.00 ± 0.68
PAET-26, 456.95	28.35 ± 1.17	3.97 ± 0.06	7.146 ± 0.318	9.17 ± 0.45	8.12 ± 0.50
PAET-26, 494.3	20.83 ± 0.88	3.77 ± 0.05	5.528 ± 0.243	9.68 ± 0.47	8.64 ± 0.52
PAET-26, 499.5	27.35 ± 1.00	3.91 ± 0.05	6.993 ± 0.268	9.21 ± 0.40	8.17 ± 0.46
PAET-27, 60	28.82 ± 0.91	1.98 ± 0.01	14.526 ± 0.467	7.75 ± 0.30	6.70 ± 0.35
PAET-27, 386.1	18.77 ± 0.73	3.66 ± 0.03	5.176 ± 0.205	9.83 ± 0.45	8.79 ± 0.51

Authigenic ^{10}Be and ^{9}Be abundances, $^{10}Be/^{9}Be$ ratios, and ages calculated with lacustrine and with fluvial initial ratio (initial ratios are from Šujan et al. 2016: Lacustrine R_{ini}: $[6.97\pm0.14[\times10^{-9}$; fluvial R_{ini}: $[4.14\pm0.17]\times10^{-9}$). The measured $^{10}Be/^{9}Be$ ratios were corrected for the long term average process blank $^{10}Be/^{9}Be$ ratio of 2.32×10^{-15} (0.7–3.4% of the measured values). Analytical uncertainties (reported as 1σ) include uncertainties associated with AMS counting statistics, ^{9}Be measurements and AMS internal error (0.5%; (Arnold et al. 2010). The uncertainties of the calculated ages include the uncertainty of the initial ratio, of the half-life and the analytical uncertainty of the natural $^{10}Be/^{9}Be$ ratio.

Az autigén ^{10}Be és ^{9}Be mennyisége, $^{10}Be/^{9}Be$ arányok és korok tavi és folyóvízi kiindulási izotóparánnyal számolva (kiindulási izotóparányok Šujan et al. 2016 alapján: tavi R_{ini}: $[6.97\pm0.14]\times10^{-9}$; folyóvízi R_{ini}: $[4.14\pm0.17]\times10^{-9}$). A mért $^{10}Be/^{9}Be$ arányok a kémiai vakminta $2.23\times10^{-15,}$ hosszútávú átlagos $^{10}Be/^{9}Be$ arányával lettek korrigálva (a mért értékek 0.7–3.4%-a). Az analitikai bizonytalanság (1 szigma) magába foglalja a gyorsító tömegspektrométeres mérés beütésszám-statisztikájának bizonytalanságát és belső hibáját (0.5%; Arnold et al. 2010). A számított korok bizonytalansága magába foglalja a kiindulási izotóparány, a felezési idő és a $^{10}Be/^{9}Be$ arány analitikai bizonytalanságát.

Table IV. Magnetostratigraphic correlation of PAET-30 and -34P polarities to the Global Polarity Timescale of HILGEN et al. (2012)

IV. táblázat. *A PAET-30 és -34P fúrások magjain mért mágneses polaritászónák korrelációja* HILGEN *et al. (2012) globális polaritás időskálájához*

GPTS		PAET-30	PAET-34P
Polarity zone	Age (Ma)	Depth (m)	
C3Bn top	7.14	158	?186
C3Bn bottom	7.212	188	
C3Br.1n top	7.251	200	
C3Br.1n bottom	7.285	217	?206
C3Br.2n top	7.454	251	
C3Br.2n bottom	7.49		271
C4n.1n top	7.53		280
C4n.1n bottom	7.642		309
C4n.2n top	7.695	322	330
C4n.2n bottom	8.108	437	415
C4r.1n top	8.254	472	434
C4r.1n bottom	8.3	475	438
C4An top	8.771		617
C4An bottom	9.105		?659

the 9–6 Ma interval, and that the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ age data for PAET–26 and –27, when seismically correlated to PAET–30, suggests a 1.5–2.0 Ma total interval for the core, the correlation to the GPTS (HILGEN et al. 2012) as displayed in *Table IV* was established. Using the 29 cm/ky average sedimentation rate for the core, the extrapolated age of the top of the Pannonian sequence is 6.73, whereas the age of its bottom is 8.47 Ma old, thus the whole Pannonian core of PAET–30 represents 1.74 Ma.

The PAET–34P core yielded 5 normal and 5 reversed polarity zones between the depths of 230 and 660 m. Above 230 m, the polarity pattern is difficult to interpret, due to common outliers and thick sandy intervals without reliable data. Below 659 m, the demagnetisation behaviour of the samples discouraged further analysis.

Biostratigraphic data and seismic correlation suggest that the PAET–34P core covers the same stratigraphic interval as PAET–30, but because it is some 150 m deeper, older units should be represented as well. Therefore, the lowermost normal polarity zone of PAET–34P (617 to ?659 m) was correlated with C4An (*Table IV*). With the 27 cm/kyr average sedimentation rate calculated from the magnetostratigraphic interpretation, the top of the Pannonian sequence is extrapolated to be 6.73 Ma old in PAET–34P. The average sedimentation rate, however, cannot be used to extrapolate the age of the bottom of the sequence, because below 659 m, strongly condensed calcareous marl was deposited (*Figure 4*).

Discussion and conclusions

Problem of the condensed intervals

Continuous sedimentation across the Sarmatian–Pannonian boundary and thus a continuous oldest Pannonian record is rightly supposed for core PAET–35, although more effort is required to identify any biozone in that core. In cores PAET–29P and –34P, however, the presence of old Pannonian biozones and thus continuous sedimentation since the Sarmatian is equivocal and needs further investigation. If condensed intervals are present in the lowermost parts of these cores, then 2.5 Ma of sedimentation are represented by 9 m calcareous marl in PAET–29P and by 16.5 m calcareous marl in PAET–34P. The most complete and apparently continuous superposition of old Pannonian dinoflagellate zones was formerly observed in core P–3 (for location see *Figure 1*), where the *Spiniferites paradoxus* and *Pontiadinium pecsvaradense* Zones were identified in a 50 m thick condensed interval below the widely distributed *Spiniferites validus* Zone (SÜTŐ-SZENTAI 2000), and this interpretation was also supported by ostracod biostratigraphy (SZUROMI-KORECZ 1992).

Dating of the supposedly old, condensed parts of the cores with either magnetostratigraphy or authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ method is challenging. Earlier attempts to regain the natural remanent magnetisation in the basal calcareous marls of the Pannonian sequences usually failed (see core PAET–35 or –34P, 676 to 660 m from this study, the samples from Našice quarry, Croatia, in VASILIEV et al. 2007, or the samples from Beočin, Serbia, in GANIĆ et al. 2010). Unusually low rates of sedimentation may significantly enhance the $^{10}Be/^{9}Be$ ratio, thus age calculations based on samples with "normal" sedimentation rates will be highly misleading. Therefore, only detailed biostratigraphic (micropalaeontological and palynological) investigations can confirm or discard the presence of old (11.6 to 9.1 Ma) Pannonian sediments in cores PAET–29P and –34P.

Magnetostratigraphic and authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating of the cores — a correlation

Although the two, independent dating methods were applied to different cores, seismic stratigraphy establishes a chronostratigraphic correlation between the four wells concerned, and thus facilitates the comparison and correlation of the obtained age data. The two datasets give a reasonable correlation if the fluvial R_{ini} is used for the calculation of the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ ages, whereas the application of the lacustrine R_{ini} gives ages which, being systematically older by ~1 Myr (*Table III*), cannot be straightforwardly correlated with the measured polarity pattern. This observation suggests that the small and shallow lakes with local and small (or very small) catchments, which served as sampling sites for the calculation of the lacustrine R_{ini} of ŠUJAN et al. (2016), are hardly representative for the sedimentary environments of the former delta system filling up Lake Pannon. At least in the Paks area, the fluvial R_{ini} provided a better base for age calculations, suggesting that the position, size and lithology of the drainage area of the alluvial sampling locations may well represent that of the prograding delta system of Lake Pannon. The better fit of the ages calculated using the fluvial R_{ini} to the magnetostratigraphic model suggests that

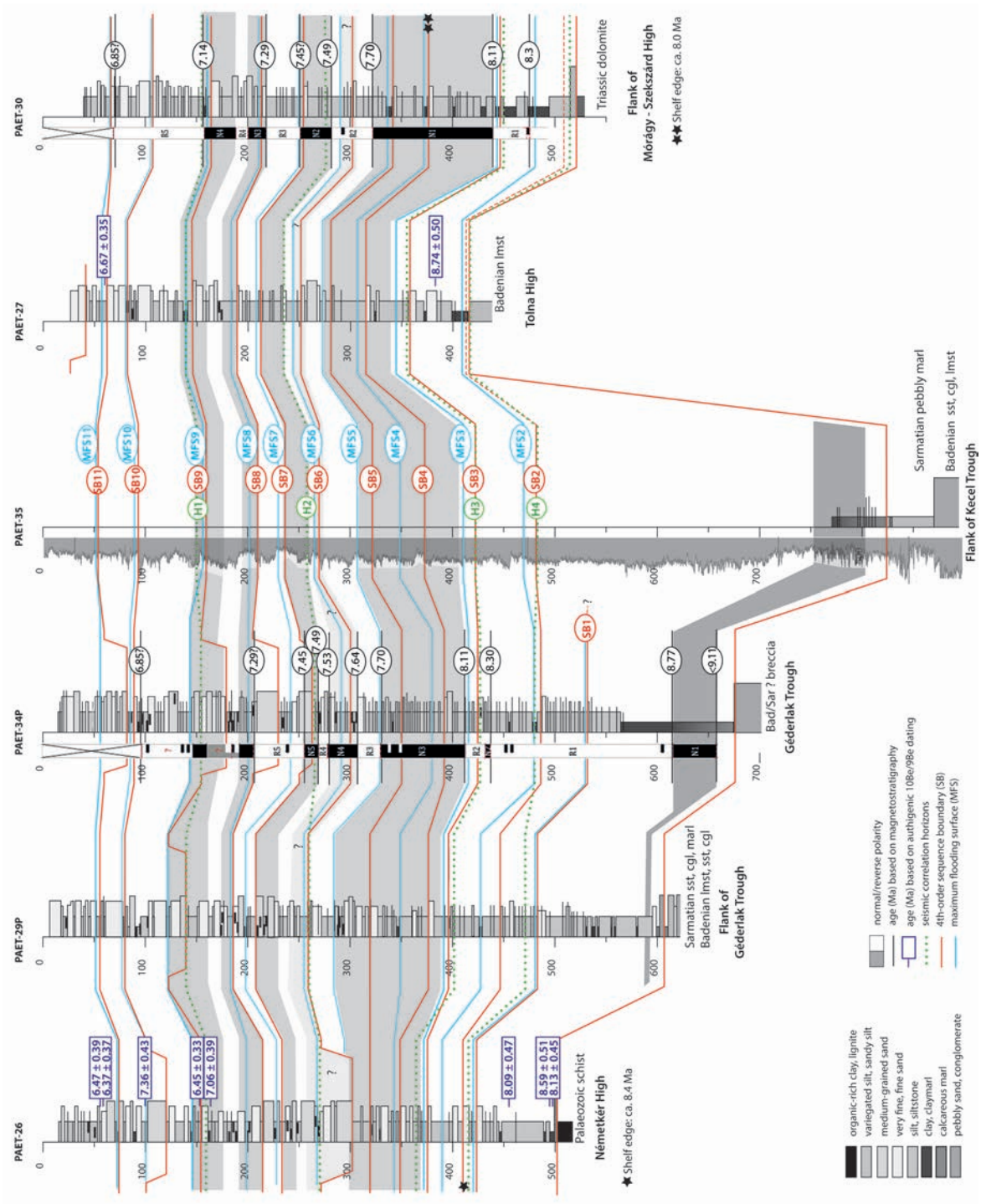


Figure 9. Preliminary chronostratigraphic correlation of the Pannonian parts of the PAET cores. Correlation is based on seismic stratigraphy (*Figure 8, Table II*), sequence stratigraphy (*Figure 3*), and magnetostratigraphy (KELDER et al. 2018)

9. ábra. *A PAET fúrások pannóniai szakaszának előzetes kronosztratigráfiai korrelációja. A korreláció szeizmikus rétegtani (8. ábra, 2. táblázat), szekvenciasztratigráfiai (3. ábra) és mágnesrétegtani eredményeken (KELDER et al. 2018) alapul*

catchment properties have dominant signal over the actual environment of the sample site when defining the initial ratio for the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ chronologies.

Towards an integrated chronostratigraphy for thelate Neogene of the PBS

The novelty of this study is that the chronostratigraphic–geochronological skeleton of the investigated sedimentary sequence was built by seismic stratigraphic, magnetostratigraphic, and authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating methods, independently from the lithological and paleontological content of the cores. Similar attempts in the 1980s–1990s (HORVÁTH & POGÁCSÁS 1988, POGÁCSÁS et al. 1994, VAKARCS et al. 1994) were ahead of their time and attracted attention internationally, but the key drillings were located far from each other making the seismic correlation less reliable, radiometric dating (by K/Ar method) was very sparse and had a large uncertainty, and the magnetostratigraphic interpretation of the polarity patterns was not straightforward because the diagenetic greigite obscured the natural remanent magnetisation. Eventually, biostratigraphic data had to be considered for the correlation of the polarity zones with the global polarity timescale (MAGYAR et al. 1999, 2007). In the PAET cores, however, the carefully logged lithological and sedimentological features and the abundant and often excellently preserved fossils can be interpreted in an independent geochronological context. This offers an exceptional opportunity to study the spatial and temporal distribution and evolution of depositional environments, sedimentary sequences, biological species and communities, and biozones.

The preliminary chronostratigraphic correlation of the Pannonian parts of the six PAET wells is shown in *Figure 9*. The correlation is based on seismic-, sequence-, and magnetostratigraphy. The selected high-amplitude, good-continuity seismic reflectors (H1 to H5) correlate either with maximum flooding surfaces or flooding surfaces, which correspond to the non-incising portions of sequence boundaries.

This correlation confirms that the boundary between the Algyő and Újfalu Formations, i.e. the shelf-break, is ca 4 Ma old in the northernmost PAET–26 core, and ca 8 Ma old in the southernmost PAET–30 core, which is located more than 25 km SE of PAET–26. Between 8.4 and 6.8 Ma, 9 depositional sequences developed. Therefore, the duration of these sequences is not more than 200 kyr each, thus they can be regarded as 4th-order sequences. This is in harmony with other observations on climate-driven cyclicity (SACCHI & MÜLLER 2004, SZTANÓ et al. 2013b, GONG et al. 2018). The correlation of these fourth-order sequences between the cores could not have been carried out without the support of seismic stratigraphy and magnetostratigraphy. The distance between the wells is 8–12 km. No major sand body, including incised valley-fills, "marker" shales or lignite seams can be correlated either in dip or strike direction to such distances. Due to this lithological variability, most likely related to the local variation in depositional rate, neither the small nor the large-scale stacking patterns are reflected clearly by the well logs. This high-resolution example demonstrates the risk and challenge of purely log-based correlations of deltaic deposits even within several km distances.

In general, sedimentation rates are supposed to accelerate with progradation. In the PAET cores, however, this is not evident as slope progradation is fairly rapid, thus pace of deposition in form of slope siltstones and sandstones is not significantly less than that on the deltas, particularly between 8.2–7.5 Ma, when no major sand body appears on the transiting deltas. This might be related to the position of major distributaries, which seemingly avoided this area before 7.5 Ma. Later, however, distributaries were present in the northern part of the study area, as indicated by several incised valley fills in cores PAET–26 and –34P.

Preliminary palaeontological data from the PAET wells show a close fit with the former biochronostratigraphic system (MAGYAR & GEARY 2012). Therefore, we expect that data from the Paks cores will only slightly modify the ages of the established biozone boundaries. These data also seem to confirm earlier hypotheses on some anagenetically evolving lineages in molluscs, such as the *Prosodacnomya carbonifera — P. dainellii — P. vutskitsi* (MÜLLER & MAGYAR 1992), the *Lymnocardium penslii — L. schmidti, and the L. diprosopum — L. arpadense lineages* (GEARY et al. 2010) and their proposed geological time frame (*Figure 6*).

Future perspectives

The authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating project is still ongoing, and results from the cores PAET–29P, –30, and –34P will show the power and the limits of this method. Seismic correlation will be continued towards the fully cored P–2, –3, –4a, b, c, Lk–1, T–2, and Kas-2 wells, thus more sedimentological and paleontological data will be involved into the correlation, and regional trends will be better understood. Sedimentological and palaeontological data from the PAET cores will be fed back into the biostratigraphic system, and further palaeontological investigation of the PAET cores holds an opportunity to clarify the temporal extent and chronostratigraphic value of individual species and biozones. Stable isotopic analysis of fossil shells is also in progress; we want to better understand the depositional environments and their temporal changes in Lake Pannon. Mapping of the shelf-margin clinoforms on seismic profiles and cubes as well as the calculation of palaeo-waterdepth based on clinoform height also serves this purpose.

The PAET cores with their fossils and with the seismic network that connects them provide an unprecedented insight into the sedimentological and evolutionary history of Lake Pannon during the latest Miocene.

Acknowledgements

The investigated cores are property of Paks II Nuclear Power Plant Private Limited Company. Their permission for us to stratigraphically study and sample the cores as well as

to publish this study is acknowledged here. The drilling, handling and storage of the cores was carried out by Mecsekérc Ltd. The authors thank Miklós Ferenc Horváth, László Gombor, Gábor Szurkos, Márton Veszely (Paks II), András Barabás, József Csicsák, Gábor Hámos (Mecsekérc), Gyula Konrád (University of Pécs), and Attila Aszódi, at that time Government Commissioner in charge of maintaining the performance of the Paks Nuclear Power Plant, for supporting our research. Special thanks go to Attila Pruzsina (Mecsekérc), our amicable host in the Paks core repository. We thank Christiaan van Baak, Gijs A. van Dijk, and Ymke Z. Lathouwers for their contribution to the magnetostratigraphic study of the cores, which was funded by the Netherlands Organization for Scientific Research (NWO) through the VICI grant of Wout Krijgsman. Georges Aumaître, Didier Bourlès, Karim Keddadouche are thanked for their valuable assistance during the ^{10}Be measurements performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) which is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the "Projets thématiques d'excellence" program for the Equipements d'excellence ASTER-CEREGE action, IRD and CEA. The palaeontological investigations were partly supported by the Hantken Foundation. MOL Hungarian Oil and Gas Plc. is thanked for supporting the 2D seismic correlations between the PAET wells. Koppány Földvári is gratefully acknowledged for his valuable GIS & graphical contribution in the completion of maps. Oleg Mandic and Edit Babinszki are thanked for their careful reviews of the original manuscript. The research was financially supported by the Hungarian National Research, Development and Innovation office, NKFIH 116618. This is MTA–MTM–ELTE Paleo contribution No 302.

References — Irodalom

Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D. L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gottdang, A. & Klein, M. 2010: The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. — *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* **268,** 1954–1959. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107

Babinszki, E., Márton, E., Márton, P. & Kiss, L. F. 2007: Widespread occurrence of greigite in the sediments of Lake Pannon: Implications for environment and magnetostratigraphy. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **252,** 626–636. http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.06.001

Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F. & Cloetingh, S. 2016: The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. — *Tectonics* **35,** 1526–1559. https://doi.org/10.1002/2015tc004109

Balázs, E. & Nusszer, A. 1987: Unterpannonischer Vulkanismus der Beckengebiete Ungarns. — *Annals of the Hungarian Geological Institute* **69,** 95–113.

Bérczi, I. 1988: Preliminary sedimentological investigation of a Neogene depression in the Great Hungarian Plain. — In: Royden, L. & Horváth, F. (eds): The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45,** Tulsa, 107–116.

Bourlès, D. L., Raisbeck, G. M. & Yiou, F. 1989: ^{10}Be and ^{9}Be in marine sediments and their potential for dating. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53,** 443–452. https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90395-5

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K. & Jakob, D. 2010: Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. — *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268,** 192–199. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012

Elston, D. P., Lantos, M. & Hámor, T. 1994: High resolution polarity records and the stratigraphic and magnetostratigraphic correlation of Late Miocene and Pliocene (Pannonian s.l.) deposits of Hungary. — In: Teleki, P. G., Mattick, R. E. & Kókai, J. (eds): *Basin analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 111–142. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0954-3_6

Ganić, M., Rundic, L., Knežević, S. & Cvetkov, V. 2010: The Upper Miocene Lake Pannon marl from the Filijala Open Pit (Beočin, northern Serbia): new geological and paleomagnetic data. — *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique* **71,** 95–108. https://doi.org/10.2298/gabp1071095g

Geary, D. H., Hunt, G., Magyar, I. & Schreiber, H. 2010: The paradox of gradualism: phyletic evolution in two lineages of lymnocardiid bivalves (Lake Pannon, central Europe). — *Paleobiology* **36,** 592–614. https://doi.org/10.1666/08065.1

Gong, Ch., Sztanó, O., Steel, R. J., Xian, B., Galloway, W. E. & Bada, G. 2018: Critical differences in sediment delivery and partitioning between marine and lacustrine basins: A comparison of marine and lacustrine aggradational to progradational clinothem pairs. — *GSA Bulletin* **131,** 766–781. https://doi.org/10.1130/b32042.1

Halmai, J., Jámbor, Á., Ravasz-Baranyai, L. & Vető, I. 1982: Geological results of the borehole Tengelic–2. — *Annals of the Hungarian Geological Institute* **65,** 11–113.

Hilgen, F. J., Lourens, L. J. & Van Dam, J. A. 2012: The Neogene Period. — In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. & Ogg, G. M. (eds): *The Geologic Time Scale 2012.* Elsevier, 923–978. https://doi.org/10.1016/b978-0-444-59425-9.00029-9

Horváth, F. & Pogácsás, Gy. 1988: Contribution of seismic reflection data to chronostratigraphy of the Pannonian basin. — In: Royden, L. & Horváth, F. (eds): The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45,** Tulsa, 97–105.

HORVÁTH, F., KOROKNAI, B., TÓTH, T., WÓRUM, G., KONRÁD, GY., KÁDI, Z., KUDÓ, I., HÁMORI, Z., FILIPSZKI, P., NÉMETH, V., SZÁNTÓ, É., BÍRÓ, A., KOROKNAI, ZS., FÖLDVÁRI, K. & KOVÁCS, G. 2019: A „Kapos-vonal" középső szakaszának szerkezeti-mélyföldtani viszonyai és neotektonikai jellegei a legújabb geofizikai vizsgálatok tükrében. — *Földtani Közlöny*, this volume.

JÁMBOR, Á., KORPÁS-HÓDI, M., SZÉLES, M. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1985: Zentrales Mittleres Donaubecken: Bohrung Lajoskomárom Lk–1, S-Balaton. — In: PAPP, A., JÁMBOR, Á. & STEININGER, F. F. (eds): *Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys VII, M6, Pannonien*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 204–241.

JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B. D., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High-resolution sequence stratigraphy and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian Basin, Hungary. *Acta Geologica Hungarica* **39,** 129–152.

JUHÁSZ, E., Ó. KOVÁCS, L., MÜLLER, P., TÓTH-MAKK, Á., PHILLIPS, L. & LANTOS, M. 1997: Climatically driven sedimentary cycles in the Late Miocene sediments of the Pannonian Basin, Hungary. — *Tectonophysics* **282,** 257–276. http://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00222-9

JUHÁSZ, GY. 1992: Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment. — *Földtani Közlöny* **122,** 133–165.

JUHÁSZ, GY. 1994: Comparison of the sedimentary sequences in Late Neogene subbasins in the Pannonian Basin, Hungary. — *Földtani Közlöny* **124,** 341–365.

KELDER, N. A., SANT, K., DEKKERS, M. J., MAGYAR, I., VAN DIJK, G. A., LATHOUWERS, Y. Z., SZTANÓ, O. & KRIJGSMAN, W. 2018: Paleomagnetism in Lake Pannon; Problems, pitfalls and progress in using iron sulfides for magnetostratigraphy. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **19,** 3405–3429. https://doi.org/10.1029/2018GC007673

KORPÁS-HÓDI, M. 1982: Pannonian mollusca fauna from the borehole Tengelic 2. — *Annals of the Hungarian Geological Institute* **65,** 291–306.

KORPÁS-HÓDI, M. 1992: The Pannonian (s.l.) molluscs of borehole section Szombathely II. — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1990*, 505–525.

KORSCHINEK, G., BERGMAIER, A., FAESTERMANN, T., GERSTMANN, U. C., KNIE, K., RUGEL, G., WALLNER, A., DILLMANN, I., DOLLINGER, G., LIERSE VON GOSSTOMSKI, C., KOSSERT, K., MAITI, M., POUTIVTSEV, M. & REMMERT, A. 2010: A new value for the ^{10}Be half-life by heavy ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. — *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268,** 187–191. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020

KRSTIĆ, N. 1985: Ostracoden im Pannonien der Umgebung von Belgrad. — In: PAPP, A., JÁMBOR, Á. & STEININGER, F. F. (eds): *Chronostratigraphie und Neostratotypen. Mioz n der Zentralen Paratethys VII, M6, Pannonien*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 103–144.

LANTOS, M., HÁMOR, T. & POGÁCSÁS, GY. 1992: Magneto- and seismostratigraphic correlations of Pannonian s.l. (Late Miocene and Pliocene) deposits in Hungary. — *Paleontologia i Evolució* **24–25,** 35–46.

LEBATARD, A.-E., BOURLÈS, D. L., DURINGER, PH., JOLIVET, M., BRAUCHER, R., CARCAILLET, J., SCHUSTER, M., ARNAUD, N., MONIÉ, P., LIHOREAU, F., LIKIUS, A., MACKAYE, H. T., VIGNAUD, P. & BRUNET, M. 2008: Cosmogenic nuclide dating of *Sahelanthropus tchadensis* and *Australopithecus bahrelghazali*: Mio-Pliocene hominids from Chad. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **105,** 3226–3231. https://doi.org/10.1073/pnas.0708015105

LEMBERKOVICS, V., KISSNÉ PÁVEL, E., BADICS, B., LŐRINCZ, K., RODIONOV, A. & GALIMULLIN, I. 2017: Petroleum system of Miocene troughs of the Pannonian Basin in southern Hungary, based on 3D basin modelling. — *Interpretation* **6,** SB37–SB50. https://doi.org/10.1190/int-2017-0075.1

MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2008: Is there a Messinian unconformity in the Central Paratethys? — *Stratigraphy* **5,** 247–257.

MAGYAR, I. & GEARY, D. H. 2012: Biostratigraphy in a Late Neogene Caspian-type lacustrine basin: Lake Pannon, Hungary. — In: BAGANZ, O. W., BARTOV, Y., BOHACS, K. & NUMMEDAL, D. (eds): Lacustrine sandstone reservoirs and hydrocarbon systems. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **95,** 255–264.

MAGYAR, I., GEARY, D. H., LANTOS, M., MÜLLER, P. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1999: Integrated biostratigraphic, magnetostratigraphic and chronostratigraphic correlations of the Late Miocene Lake Pannon deposits. — *Acta Geologica Hungarica* **42,** 5–31.

MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSZI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58,** 277–290.

MAGYAR, I., RADIVOJEVIĆ, D., SZTANÓ, O., SYNAK, R., UJSZÁSZI, K. & PÓCSIK, M. 2013: Progradation of the paleo-Danube shelf margin across the Pannonian Basin during the Late Miocene and Early Pliocene. — *Global and Planetary Change* **103,** 168–173. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.007

MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1992: Continuous record of the evolution of lacustrine cardiid bivalves in the late Miocene Pannonian Lake. — *Acta Palaeontologica Polonica* **36,** 353–372.

POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., RÉVÉSZ, I., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31,** 175–207.

POGÁCSÁS, G., MATTICK, R. E., ELSTON, D. P., HÁMOR, T., JÁMBOR, Á., LAKATOS, L., LANTOS, M., SIMON, E., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L. & VÁRNAI, P. 1994: Correlation of seismo- and magnetostratigraphy in southeastern Hungary. — In: TELEKI, P. G., MATTICK, R. E. & KÓKAI, J. (eds): *Basin analysis in petroleum exploration. A case study from the Békés basin, Hungary.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 143–160. https://doi.org/10.1007/978-94-011-0954-3_7

RAISBECK, G. M., YIOU, F., FRUNEAU, M., LOISEAUX, J. M., LIEVIN, M. & RAVEL, J. C. 1981: Cosmogenic ^{10}Be/^{7}Be as a probe of atmospheric transport processes. — *Geophysical Research Letters* **8,** 1015–1018. https://doi.org/10.1029/gl008i009p01015

SACCHI, M. & MÜLLER, P. 2004: Orbital cyclicity and astronomical calibration of the Upper Miocene continental succession cored at the Iharosberény-I well site, western Pannonian basin, Hungary. — In: D'ARGENIO, B., FISCHER, A. G., PREMOLI SILVA, I., WEISSERT, H. & FERRERI, V. (eds): Cyclostratigraphy: Approaches and case histories. —*SEPM Special Publication* **81,** 275–294. https://doi.org/10.2110/pec.04.81.0275

Sacchi, M., Horváth, F. & Magyari, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society, London, Special Publications* **156,** 357–390. https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1999.156.01.17

Šujan, M., Braucher, R., Kováč, M., Bourlès, D. L., Rybár, S., Guillou, V. & Hudáčková N. 2016: Application of the authigenic $^{10}Be/^{9}Be$ dating method to Late Miocene–Pliocene sequences in the northern Danube Basin (Pannonian Basin System): Confirmation of heterochronous evolution of sedimentary environments. — *Global and Planetary Change* **137,** 35–53. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.12.013

Šujan, M., Braucher, R. & Aster Team 2018: A test of reproducibility of authigenic beryllium extraction from clay sediment in the facility of the Dept. of Geology and Palaeontology, Comenius University in Bratislava (Slovakia). — *Acta Geologica Slovaca* **10,** 165–169.

Sütő-Szentai, M. 1982: Organic microplanktonic and sporomorphous remains from the Pannonian from the borehole Tengelic–2. — *Annals of the Hungarian Geological Institute* **65,** 203–233.

Sütő-Szentai, M. 2000: Organic walled microplankton zonation of the Pannonian s.l. in the surroundings of Kaskantyú, Paks and Tengelic (Hungary). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary of 1994–1995*, 153–175.

Széles, M. 1982: Pannonian Ostracoda fauna from the borehole Tengelic 2. — *Annals of the Hungarian Geological Institute* **65,** 235–289.

Sztanó, O., Magyar, I., Szónoky, M., Lantos, M., Müller, P., Lenkey, L., Katona, L. & Csillag, G. 2013a: Tihany Formation in the surroundings of Lake Balaton: type locality, depositional setting and stratigraphy. — *Földtani Közlöny* **143,** 73–98.

Sztanó, O., Szafián, P., Magyar, I., Horányi, A., Bada, G., Hughes D. W., Hoyer, D. L. & Wallis, R. J. 2013b: Aggradation and progradation controlled clinothems and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary. — *Global and Planetary Change* **103,** 149–167. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.026

Sztanó, O., Sebe, K., Csillag, G. & Magyar, I. 2015: Turbidites as indicators of paleotopography, Upper Miocene Lake Pannon, Western Mecsek Mountains (Hungary). — *Geologica Carpathica* **66,** 331–344.

Szuromi-Korecz, A. 1992: A Délkelet-Dunántúl pannóniai s.l. képződményeinek rétegtani értékelése ostracoda faunájuk alapján. — *Őslénytani Viták* **38,** 5–20.

Tóth-Makk, Á. 2007: Late Miocene sequence stratigraphy of the Pannonian Basin fill (Kiskunhalas–Mélykút region, Hungary): how core, electric log and seismic data fit together? — *Geologica Carpathica* **58,** 353–366.

Törő, B., Sztanó, O. & Fodor, L. 2012: Inherited and syndepositional structural control on the evolution of the slope of Lake Pannon, Northern Somogy, Hungary. — *Földtani Közlöny* **142,** 339–356.

Uhrin, A. & Sztanó, O. 2012: Water-level changes and their effect on deepwater sand accumulation in a lacustrine system: a case study from the Late Miocene of western Pannonian Basin, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences* **101,** 1427–1440. https://link.springer.com/article/10.1007/s00531-011-0741-4

Vakarcs, G., Vail, P. R., Tari, G., Pogácsás, G., Mattick, R. E. & Szabó, A. 1994: Third-order Middle Miocene–Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **240,** 81–106. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90265-8

Vasiliev, I., Bakrač, K., Kovačić, M., Abdul Aziz, H. & Krijgsman, W. 2007: Palaeomagnetic results from the Sarmatian/Pannonian boundary in north-eastern Croatia (Vranović Section; Našice Quarry). — *Geologia Croatica* **60,** 151–163.

Wittmann, H., von Blanckenburg, F., Bouchez, J., Dannhaus, N., Naumann, R., Christl, M. & Gaillardet, J. 2012: The dependence of meteoric ^{10}Be concentrations on particle size in Amazon River bed sediment and the extraction of reactive $^{10}Be/^{9}Be$ ratios. — *Chemical Geology* **318–319,** 126–138. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.031

Wórum G., Bíró A., Kádi Z., Koroknai B., Kovács G. & Visnovitz F. 2015: Értékelő jelentés a 3D szeizmikus kutatás eredményeiről. Paks II telephelyengedélyének megszerzéséhez szükséges földtani kutatás végrehajtása. MÁ/PA2-15-SZ/0801, Mecsekérc Zrt, 48 p.

Manuscript recieved: 11/07/2019

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/4, 371–394., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.371

The use and beauty of ultra-high-resolution seismic reflection imaging in Late Quaternary marine volcaniclastic settings, Bay of Naples, Italy

Sacchi, Marco[1,2], Caccavale, Mauro[2,3], Corradino, Marta[4], Esposito, Giuseppe[5], Ferranti, Luigi[6], Hámori, Zoltán[7], †Horváth, Ferenc[7,8], Insinga, Donatella[2], Marino, Camilla[6], Matano, Fabio[2], Molisso, Flavia[2], Natale, Jacopo[6], Passaro, Salvatore[2], Pepe, Fabrizio[4], Tóth, Tamás[7]

[1]corresponding author, e-mail: marco.sacchi@cnr.it, [2]Istitute of Marine Sciences (ISMAR), Italian Research Council (CNR), Napoli, Italy [3]Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Napoli, Italy, [4]Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare (DiSTeM), Palermo University, Palermo, Italy, [5]Research Institute for Geo-hydrological Protection (IRPI), Italian Research Council (CNR), Cosenza, Italy, [6]Department of Earth Sciences, Environment and Resources (DiSTAR), Napoli University "Federico II" Napoli, Italy, [7]GEOMEGA – Geological Exploration and Environmental Services Ltd., Budapest, Hungary, [8]Department of Geophysics and Space Science, Eötvös Loránd University, Budapest, Hungary

Ultra nagy felbontású reflexiós szeizmikus képalkotás haszna és szépségei: késő-negyedidőszaki tengeri vulkanoklasztos felépítmények a Nápolyi-öbölben

Összefoglalás

A Nápolyi-öbölben felvett ultra nagy felbontású egycsatornás (IKB-Seistec™) reflexiós szeizmikus szelvények korábbi geológiai és geofizikai vizsgálatok eredményeivel együtt kivételes, eddig soha nem látott felbontású szeizmikus leképezését nyújtják a Flegrei-mezők és a Somma-Vezúv felszín alá süllyedt késő-pleisztocén–holocén rétegtani felépítésének. A szeizmikus szelvényeken látott geometria és gravitációs magvevővel nyert üledékek adatainak összevetéséből Campania partközeli kontinentális talapzatán számos olyan üledékes és vulkáni szerkezet, valamint hidrotermális jelenség került leképezésre, melyek a legutolsó glaciális maximum (kb. 18 000 év) óta keletkeztek.

A Pozzuoli-öbölben mért Seistec szelvények jól mutatják a beomlott kaldera gyűrűs vetőjét, a kb. 15 ezer éves Nápolyi Sárga Tufa (NYT) lerakódáshoz vezető kitöréskor felújuló boltozatot, és alátámasztják a deformáció késő-negyedidőszaki korára és stílusára vonatkozó hipotéziseket. A szeizmikus szelvényeken látható a NYT rétegeinek töréses szerkezete, valamint hidrotermális fluidum-feláramlások és vulkáni/szubvulkáni intrúziók a gyűrűs vetők mentén.

A Somma-Vezúv rétegvulkán előterében a kontinentális talapzat felett mért szeizmikus szelvények leképezték a Vezúv i.sz. 79-es kitörésekor Herculaneum városát elpusztító piroklaszt-ár tengervízbe érésekor keletkező, gravitációsan összeomló homokhullámok szerkezetét is.

A Somma-Vezúv és a Pozzuoli-öböl közti, buckás felszínű Banco della Montagna területén mért szelvények és fúrómagok vulkanoklasztos diapírok sorát tárták fel. Ezeket a konszolidálatlan horzsakőből álló testeket a fluidum-feláramlás és aktív kigázosodás hatására kialakult mélybeli túlnyomás hozta fel a tengerfenékre.

Tárgyszavak: nagy felbontású egycsatornás szeizmikus szelvényezés, Campania vulkanizmusa, vulkáni törmelékes üledék, Flegrei-mezők, kaldera vető, Somma-Vezúv, késő-negyedidőszak, Nápolyi-öböl

Abstract

Very high-resolution, single channel (IKB-Seistec™) reflection seizmic profiles acquired in the Bay of Naples, complemented with geological and geophysical data from the literature, provide unprecedented, superb seismic imaging of the latest Pleistocene–Holocene stratigraphic architecture of the submerged sectors Campi Flegrei and Somma-Vesuvius volcanic districts. Seismic profiles were calibrated by gravity core data and document a range of depositional systems, volcanic structures and hydrothermal features that evolved after the onset of the Last Glacial Maximum (~ 18 ka BP) over the continental shelf on the Campania coastal zone.

Seistec profiles from the Pozzuoli Bay yield high-resolution images of the shallow structure of the collapse caldera-ring fault — resurgent dome system associated with the eruption of the Neapolitan Yellow Tuff (NYT) (ca 15 ka) and support a working hypothesis to assess the timing and the styles of deformation of the NYT resurgent structure throughout the latest Quaternary. Seismic images also revealed the nature of the fragile deformation of strata along the NYT ring fault system and the occurrence of hydrothermal fluids and volcanic/subvolcanic intrusions ascending along the ring fault zone.

Seismic data acquired over the continental shelf off the Somma-Vesuvius stratovolcano, display evidence of gravitational instability of wavy bedforms representing the submarine prosecution of pyroclastic flows originated from the Vesuvius during the eruption that destroyed the Roman city of Herculaneum in 79 CE.

At the Banco della Montagna, a hummocky seafloor knoll located between the Somma-Vesuvius and the Pozzuoli Bay, seismic profiles and gravity core data revealed the occurrence of a field of volcaniclastic diapirs formed by the dragging and rising up of unconsolidated pumice, as a consequence of fluid overpressure at depth associated with active degassing and fluid venting at the seafloor.

Keywords: high-resolution single channel reflection seismics, Campania Volcanism, Volcaniclastic settings, Campi Flegrei, Caldera ring fault, Somma-Vesuvius, Late Quaternary, Bay of Naples

Introduction

Traditionally, high-resolution marine reflection seismic data have been acquired using single-channel analogue methods, for general stratigraphic purposes, geotechnical applications and prospecting for placer deposits, on relatively small areas (a few km^2) (e.g. MCGEE 1995, 2000; SCHREILECHNER & EICHKITZ 2015 and references therein).

During the last decades, the demand for digital seismic reflection profiling techniques suitable for producing extensive, high horizontal and vertical resolution datasets, has progressively increased (e.g. LERICOLAIS et al. 1990, MOSHER & SIMPKIN 1999). Innovative system design, such as the IKB-Seistec system utilising a boomer source and a hydrophone group shielded by a focusing cone (SIMPKIN & DAVIS 1993), have proven to be able to increase signal/noise ratio of boomer-based systems providing exceptional combination of resolution and penetration.

The acquisition of ultra-high-resolution datasets has resulted in a number case-studies where seismic imaging has been used to support outcrop-scale seismic and sequence stratigraphic interpretation of both marine and continental environments (e.g. AITKEN & HOWELL 1996; SACCHI et al. 1998, 1999; SCHWAB et al. 2003; ZECCHIN et al. 2008; REIJENSTEIN et al. 2011; CSERKÉSZ-NAGY et al. 2012; ZECCHIN & CATUNEANU 2013; VISNOVITZ et al. 2015a, b; GARCÍA et al. 2016).

In recent years, high resolution seismic profiling has been also applied to the study of marine volcanic systems, aiming at detecting volcanism-induced products and processes at the seafloor (PLANKE et al. 2000, ABDELMALAK et al. 2016, PLANKE et al. 2017, ANGKASA et al. 2017, BISCHOFF et al. 2017) and analysing mixed siliciclastic-volcaniclastic depositional systems (e.g. LUCCHI et al. 2004; SACCHI et al. 2005; LUCCHI et al. 2007, 2009; SACCHI et al. 2009, 2014; ROMAGNOLI et al. 2018).

In this study, we reconstruct the stratigraphic architecture of a series of volcanic/hydrothermal structures and depositional units that formed offshore Campi Flegrei and Somma-Vesuvius (Bay of Naples) during the latest Pleistocene–Holocene. The research work was based on the use of ultra-high-resolution (IKB-Seistec) reflection seismics integrated high-resolution swath bathymetry, and gravity core data. Main targets of seismic imaging and interpretation included: 1) the stratigraphic architecture of the caldera collapse-resurgent structure associated with the eruption of the Neapolitan Yellow Tuff (NYT) of Campi Flegrei; 2) Secondary sedimentary structures within pyroclastic flow deposits along the slope of Somma-Vesuvius complex; and 3) Structure and composition of the volcaniclastic diapirs field of the Banco della Montagna.

Campi Flegrei and Somma-Vesuvius are active volcanic districts of the Eastern Tyrrhenian Margin, and among the most investigated areas of the Mediterranean Region (SANTACROCE et al. 2008, CONTICELLI et al. 2010). However, most of our understanding of volcanic rocks and structures of the Campania coastal zone derived so far from geological and geophysical studies whereas submarine volcanic products and processes off the Bay of Naples are so far much less understood.

The acquisition of Seistec reflection seismic survey in the Bay of Naples provides an exceptional opportunity to analyse the interaction between a primary volcanic system and its sedimentary environment. High-resolution seismic stratigraphy may also has relevance for understanding the source to sink component of sedimentary processes and unravel the correlation among stratigraphic units (SCHNEIDER et al. 2001, SEGSCHNEIDER et al. 2002, SCHNEIDER et al. 2004, MANVILLE et al. 2009, NÉMETH et al. 2009, MARTÍ et al. 2018, NÉMETH & PALMER 2018, LUCCHI 2019).

Explosive volcanism produced large volumes of volcaniclastic sediments over the Campania coastal region, including pyroclastic air-fall deposits and flow/surge deposits that have been rapidly delivered to sites of deposition, also causing remarkable lateral facies changes as a result of seaward transformation of pyroclastic flows entering the seawater (e.g. LE FRIANT et al. 2009, TROFIMOVS et al. 2012, JUTZELER et al. 2017).

Due to the commonly high preservation potential of the marine volcaniclastic record (e.g. LE FRIANT et al. 2009, DI CAPUA & GROPPELLI 2018), the area of the Bay of Naples documents key examples for a range of volcanic/hydrothermal features, characterised by significant magma-water interaction, and their depositional environments. The results of this research work provide a contribution to assess natural hazards (e.g. volcanism, bradyseism, seismicity and tsunamis) off the densely populated region of the Campania margin.

Geological setting

The Somma-Vesuvius stratovolcano and the Campi Flegrei Volcanic District are located in the western part of the Campanian Plain, a sector of Quaternary extension and subsidence on the Tyrrhenian margin of the Southern Apennines orogen (*Figure 1*; SCANDONE et al. 1991). The orogen was assembled during Miocene–Early Pleistocene E to NE-directed compression related to subduction and roll-back of the Adriatic crust, a promontory of the ancient north African continental margin (DOGLIONI 1991). Contraction was followed by coaxial extension on NW–SE trending normal faults associated to stretching and formation of the Tyrrhenian Sea in the back-arc sector of the southern Apennines (HORVÁTH et al. 1981, MALINVERNO & RYAN 1986, PATACCA et al. 1990, OLDOW et al. 1993, FACCENNA et al. 1997, JOLIVET et al. 2009). In the Tyrrhenian margin and the Campania Plain, extension was also accommodated by E–W to NE–SW striking, listric-shaped normal faults which trend transversal to the chain (SACCHI et al. 1994, FERRANTI et al. 1996, MILIA 1999, *Figure 1*). Displacement on these latter normal faults caused domino-block faulting and growth of up to ~3.5 km deep extensional basins (e.g. the Gulf of Naples) segmented by buried ridges (e.g. Sorrento Peninsula).

Volcanic processes on the Tyrrhenian margin of the Campania Apennines are related to a combination of sub-

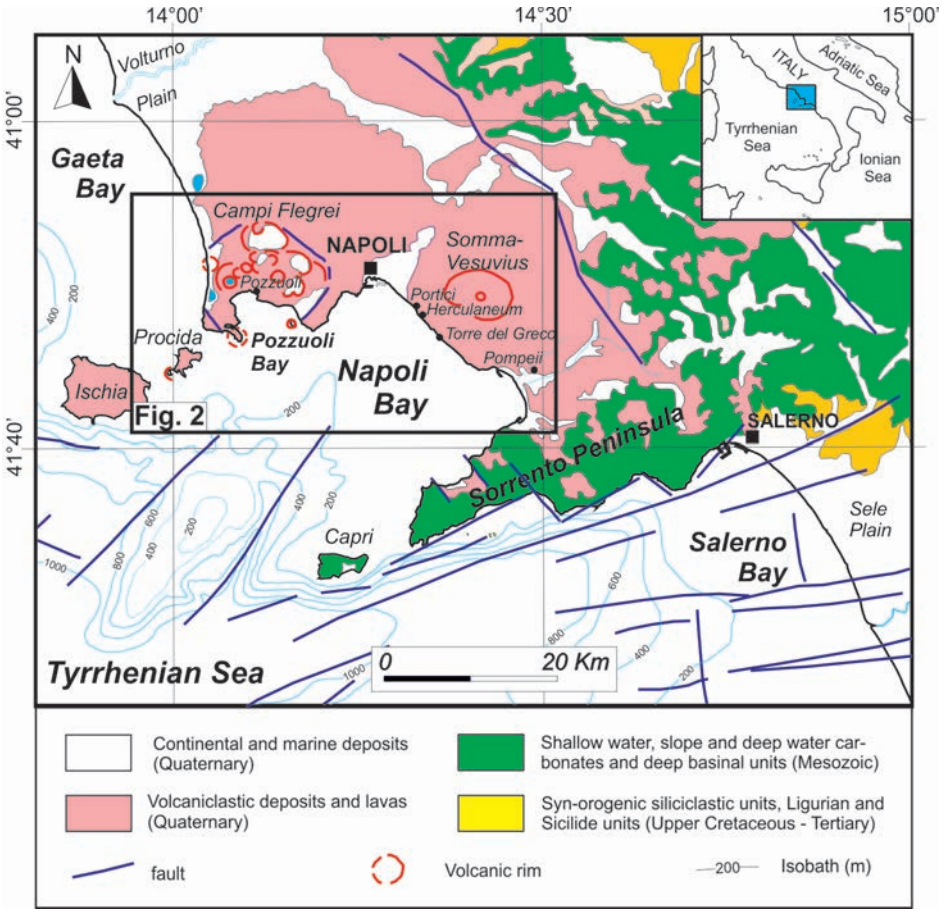


Figure 1. Geologic sketch-map of the Eastern Tyrrhenian margin of Campania Apennines with location of the study area

1. ábra. *A Kelet-Tirrén menti Campaniai-Appenninek földtani térképvázlata a kutatási terület megjelölésével*

duction roll-back and back-arc extension, which led to formation of potassic (shoshonitic) and highly silica undersaturated (ultrapotassic) volcanic rock suites dated at least 0.8 Ma BP (Peccerillo 2005). Onset of volcanism is dated at 0.6 Ma in the northern part of the Campania Plain (Conticelli et al. 2010 and references therein), and since ~150 ka it led to the formation of the Campi Flegrei Volcanic District (Rosi & Sbrana, 1987, Barberi et al. 1991) and Mt. Somma-Vesuvius stratovolcano (Rolandi 1998, Santacroce et al. 2008 and references therein) as well as of a number of submerged vents located in the Naples and Pozzuoli Bays (*Figures 1–2*). Magma upwelling and fluid emission are thought to be controlled by the interaction of NW–SE and NE–SW striking normal faults (Acocella & Funiciello, 2006). Now buried volcanic activity is testified by borehole data and tephra layers in the Campania Plain (e.g. Brocchini et al. 2001, De Vivo et al. 2001, Insinga et al. 2014).

Campi Flegrei

The Campi Flegrei District (*Figures 2–3*) is situated immediately west of Naples and includes the volcanic fields of Campi Flegrei (e.g. Di Vito et al. 1999, Pappalardo et al. 1999, Scarpati & Perrotta 2012); Ischia island (e.g. Cassignol & Gillot, 1982, Vezzoli et al. 2009, Carlino et al. 2012, Paoletti et al. 2013) and Procida island e.g. (De Astis et al. 2004, Perrotta et al. 2010). The area has been active since at least ~80 ka BP (Pappalardo et al. 1999, Scarpati et al. 2013) mostly with explosive eruptions.

The continental Campi Flegrei area is structurally dominated by a collapse caldera, associated with the eruption of the Neapolitan Yellow Tuff (NYT), a 30–50 km^3 Dense Rock Equivalent (DRE) ignimbrite (e.g. Cole & Scarpati 1993) dated at ~15 ka (Deino et al. 2004). The caldera is represented by a quasi-circular depression of ~8 km in diameter which developed in the central sector of the Campi Flegrei, including the onshore area and part of Pozzuoli Bay (*Figure 4*) (Rosi & Sbrana 1987; Scarpati et al. 1993; Orsi et al. 1996; Florio et al. 1999; Judenherc & Zollo 2004; De Natale et al. 2006; Dello Iacono et al. 2009; Sacchi et al. 2009, 2014; Steinmann et al. 2016, 2018). The NYT collapse was preceded by a high-magnitude (150 km^3 DRE) eruption, namely the Campania Ignimbrite (CI; ~39 ka) which was originated during a larger caldera collapse at Campi Flegrei (Rosi & Sbrana 1987, Orsi et al. 1992, Wohletz et al. 1995, Deino et al. 2004, Fedele et al. 2016) or alternatively by fissural events occurring in the Campania Plain (De Vivo et al. 2001, Rolandi et al. 2003, De Natale et al. 2016).

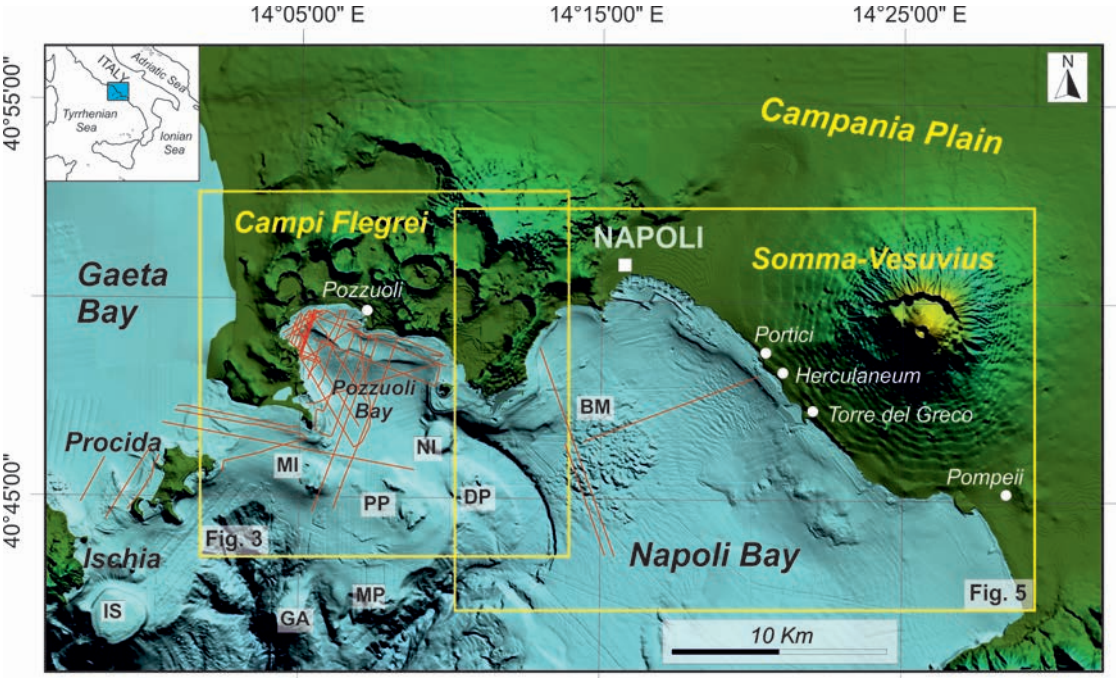


Figure 2. Digital Terrain Model (DTM) of the Campania coastal zone with location of the acquired IKB-Seistec seismic grid and major volcanic morphostructures in the Bay of Naples (GA = Gaia bank, MP Mariapia bank, PP = Penta Palummo bank, IS = Ischia bank, MI = Miseno bank, NI = Nisida bank, DP = M. Dolce-Pampano bank, BM = Banco della Montagna). Frames of *Figures 3* and *5* are also indicated

2. ábra. *Campania partmenti területének digitális terepmodellje az IKB-Seistec szeizmikus mérési hálózat, valamint a Nápolyi-öböl jelentősebb vulkáni szerkezeteinek feltüntetésével (GA = Gaia pad, MP = Mariapia pad, PP = Penta Palummo pad, IS = Ischia pad, MI = Miseno pad, NI = Nisida pad, DP = M. Dolce-Pampano pad, BM = Banco della Montagna). Az ábrán feltüntettük a 3. és 5. ábra kivágatát is*

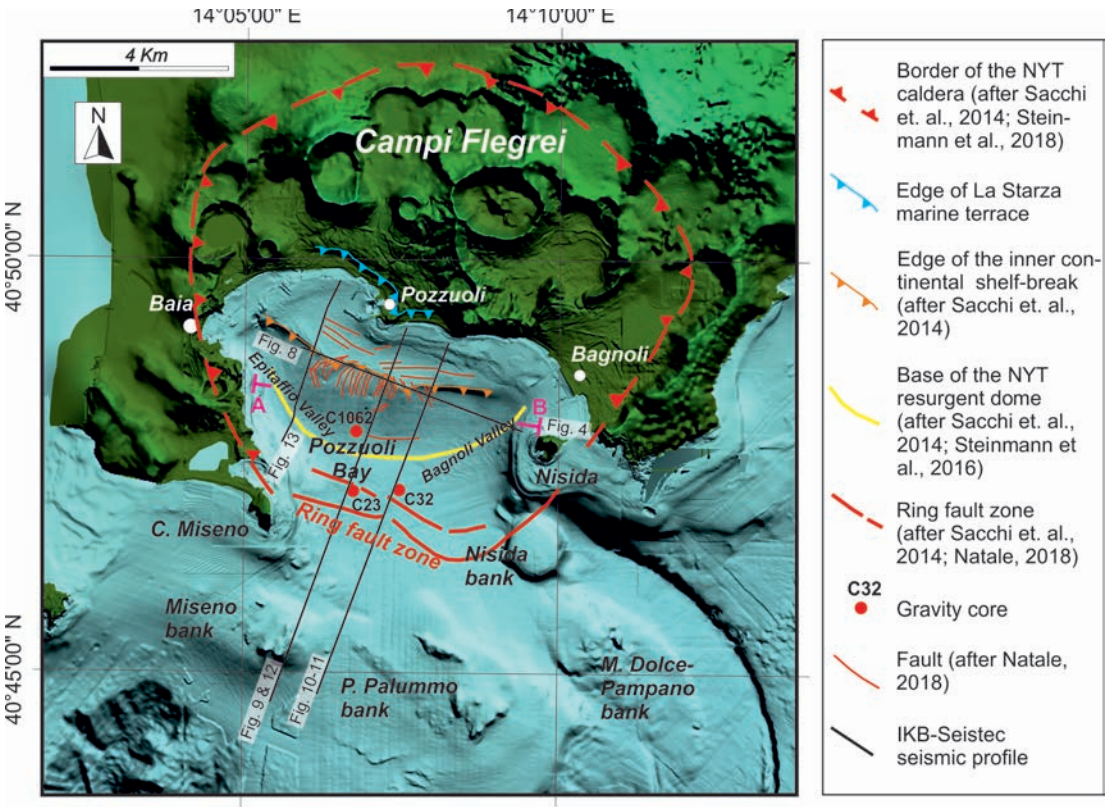


Figure 3. DTM of the Campi Flegrei coastal area with location of major morphostructures off the Pozzuoli Bay. Traces of cartoon section A–B (*Figure 4*) and seismic profiles illustrated in *Figures 8–13* are also shown

3. ábra. *A Campi Flegrei partmenti terület digitális terepmodellje a Pozzuoli-öböl főbb morfológiai elemeinek feltüntetésével. A 4. ábrán bemutatott A–B szelvény, valamint a 8–13. ábrákon szereplő szeizmikus szelvények helyszínét az ábrán szintén feltüntettük*

Post-NYT activity (last 15 ky) was characterised by hydromagmatic activity associated with the formation of several small vents and several monogenetic volcanoes including tuff rings, tuff cones, as well as a few cinder cones and lava domes occurred inside the caldera at 3.8–4 ka (Di Vita et al. 1999, Insinga et al. 2006, Fedele et al. 2011, Di Renzo et al. 2011, Sacchi et al. 2014). The Monte Nuovo eruption in 1538 CE was the last event, which occurred after 100 years of ground deformation (de Vito et al. 1999, Isaia et al. 2004, D'Oriano et al. 2005, Bellucci et al. 2006).

The post-collapse evolution was marked by development of a resurgent dome in the central part of the caldera including the Gulf of Pozzuoli (*Figure 4*) (Orsi et al. 1999; Acocella 2010; Sacchi et al. 2014; Steinmann et al. 2016, 2018; Marturano et al. 2018). Dome resurgence resulted in the emersion of a marine deposit, the so-called La Starza terrace, which is presently exposed up to ~30 m above sea level (Cinque et al. 1985, Di Vito et al. 1999, Marturano et al. 2018). During Late Pleistocene–Holocene the large amount of volcaniclastic material produced at Campi Flegrei is rapidly delivered into the Pozzuoli Bay in a source-to-sink system where primary pyroclastic deposits are intimately interbedded with marine siliciclastic sediments and reworked volcaniclastic derivied from the dismantling of coastal vents (e.g. Sacchi et al. 2014).

Caldera unrest during the last decades is testified by extensive hydrothermalism, accompanied by two major episodes (1970–71 and 1982–84) of shallow seismicity and ground/seafloor deformation originating uplift up to 3.5 m in 15 years, with maximum rates of 100 cm/year in the period 1983–1984 (Berrino et al. 1984, Dvorak & Berrino 1991, De Natale et al. 2001, Battaglia et al. 2006, Bodnar et al. 2007, Lima et al. 2009).

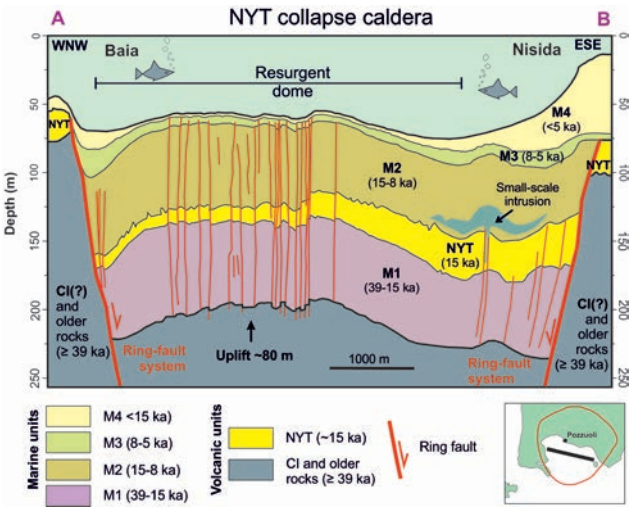


Figure 4. Cartoon section showing the shallow structure of the Neapolitan Yellow Tuff (NYT) collapse-resurgent caldera as imaged by offshore seismic exploration. Interpretation of seismic stratigraphic units is modified after Steinmann et al. (2016). Not to scale

4. ábra. *Tengeri szeizmikus mérések alapján készített szelvényvázlat a Nápolyi Sárga Tufa (NYT) kaldera szerkezetéről. A szeizmikus sztratigráfia értelmezés Steinmann et al. 2016 alapján. Méretarány nélkül*

Somma-Vesuvius

The Somma-Vesuvius is a stratovolcano with alternating pyroclastic and lava flow deposits, composed by an older disrupted edifice (Mt. Somma) and an intra-caldera cone (Mt. Vesuvius; *Figures 2* and *5*). The Mt. Somma volcano was formed after the CI eruption (39 ka), and was dismantled by at least 6 following plinian events, among which the eruptions of Avellino (~ 3.9 cal ka; Sevink et al. 2011) and of 79 CE that destroyed the Roman cities of Herculaneum, Pompeii and Stabiae. These events are well characterised in the proximal marine setting since they are associated to large amounts of pyroclastic materials intercalated in the Late Holocene sequence of the Bay of Naples including extensive fall, flow and surge deposits along with large volumes of volcaniclastics related to volcano flank collapses (e.g. Milia et al. 2003, Santacroce et al. 2008 and references therein)

The following interplinian activity, manifested through 17 eruptive Vesuvian cycles, terminated with the 1944 CE eruption, and was accompanied by the formation of some eccentric cones and lava domes (e.g., Santacroce 1987, Rosi et al. 1993, Principe et al. 2004, Di Renzo et al. 2007, Cioni et al. 2008, Santacroce et al. 2008), whose products are also found in the distal marine sector (Paoletti et al. 2016).

Data and methods

This study is based on the interpretation of an ultra-high-resolution (IKB-Seistec), single-channel reflection seismic survey acquired in November of 2013 on the continental shelf of the Bay of Naples, between Procida Island and the Somma-Vesuvius offshore (*Figures 2, 3* and *5*). Seistec profiles were integrated by geophysical and geological datasets, acquired at various stages between 2000 and 2014, including multibeam bathymetry and sedimentological analysis of gravity cores.

IKB-Seistec data acquisition and processing

The seismic dataset presented in this study includes a grid of more than 100 km of profiles acquired using the IKB-Seistec profiler (*Figures 2, 3* and *5*). This single channel reflection seismic system has been designed specifically for collecting very high-resolution data in shallow water environments, but it can also be used in water depths >200 m (Simpkin & Davis 1993, Mosher & Simpkin 1999). The Seistec system comprises a 2.5 m long catamaran supporting both the boomer source and the receiver (*Figure 6*). The seizmic source is an IKB model B3 wide band electrodynamic "boomer" producing a single positive peak pressure impulse with a primary pulse width of 120 ms. The receiving system is a line-in-cone receiver located adjacent to the boomer plate (70 cm). The source emits useful frequencies in the range 1–20 kHz and, thanks to this wide frequency band, allows resolution of reflectors spaced 20 cm apart. Penetration can exceed 100 m in soft deep-water sediments.

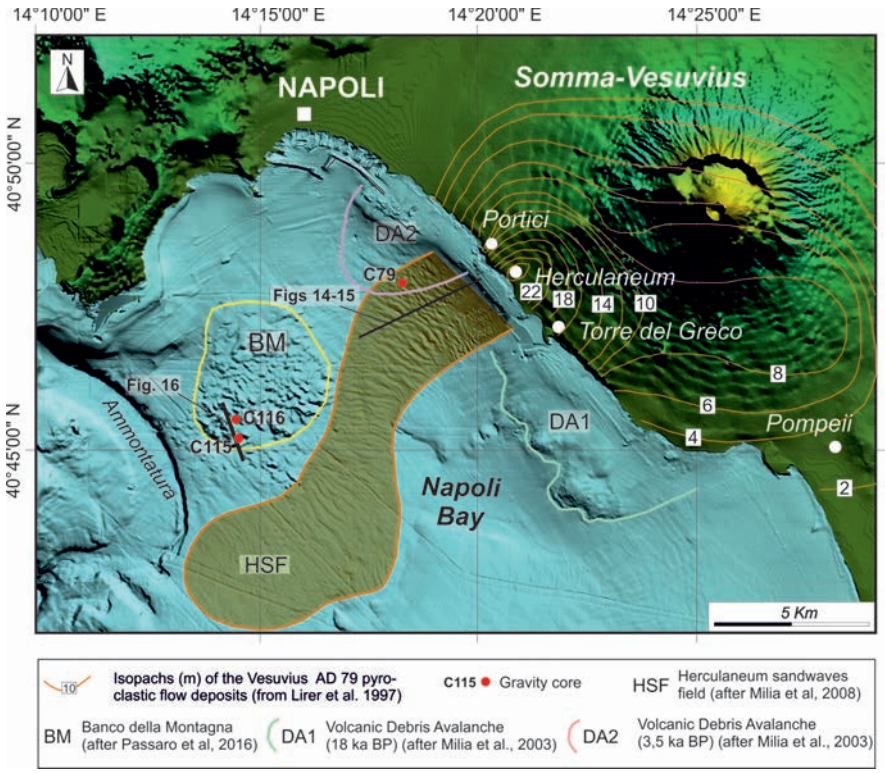


Figure 5. DTM of the Somma-Vesuvius coastal area with location of the major volcanic features off the Eastern sector of the Bay of Naples. Isopachs (m) of the Vesuvius 79 CE pyroclastic flow deposits onshore are from LIRER et al. (1997). Location of profiles and gravity cores shown in *Figures 14-16* is also indicated

5. ábra. *A Vezúv tengerparti környezetének digitális terepmodellje a Nápolyi-öböl keleti részének főbb vulkáni elemeivel. A Vezúv 79-es kitörésének szárazföldi piroklaszt rétegvastagságát* LIRER *et al. (1997) alapján ábrázoltuk. A 14. és 16. ábrákon bemutatott szelvények és gravitációs magvételi helyeket szintén feltüntettük*

During the survey, on board a small boat at a speed of about 3 knots, a STEP power supply was used with a power of 150 J and a shooting rate of 4–6 shots/s. The position during navigation was determined by a differential GPS directly mounted at the CDP point of the IKB-Seistec profiler. The exceptional time resolution and the fixed source–receiver geometry of the Seistec profiling system, together with its high sub-bottom penetration, allow for a quantitative analysis of the different seismic-signature shapes and geometries and signal amplitudes.

Processing and interpretation of Seistec data was performed using (ProMAX®), and Geo-Suite AllWorks® software packages). Signal penetration was found to exceed 200 ms (TWT). Vertical resolution reached up to 0.1 m near the seafloor.

Time to depth conversion of the vertical scale for the seismic records was obtained by correlation between stratigraphic units and inferred seismic velocities on the basis of seismic facies analysis and lithostratigraphy (ROSI & SBRANA 1987; DI VITO et al. 1999; SACCHI et al. 2014; STEINMANN

Figure 6. Set up of the IKB-Seistec boomer system and seismic profiling operations offshore Pozzuoli, Bay of Naples

6. ábra. *Az IKB-Seistec szeizmikus mérőrendszer mérésre történő előkészítése és szeizmikus mérés Pozzuoli előterében a Nápolyi-öbölben*

et al. 2016, 2018). A minimum average seismic velocity of 1600 m/s has been assigned to the shallowest stratigraphic levels, whereas a maximum velocity between 1650 and 1700 mm/s has been assumed for the deepest horizons. Depth-converted sections were plotted with vertical exaggeration of 6–8×, in order to enhance the visibility of low-angle stratigraphic boundaries and better display the internal architecture of stratigraphic units.

Multibeam bathymetry

The multibeam bathymetric survey of the Bay of Naples has been mostly acquired between 2000 and 2014, using a Simrad EM 710 multibeam echosounder (Kongsberg©inc.). Processing of MBES data was carried out with PDS2000 software following the International Hydrographic Organization standards (IHO 2008). Processing comprised the removal of navigation errors, noise reduction (i.e. de-spiking), removal of poor quality beams, and tidal and sound velocity corrections (e.g. DE ALTERIIS et al. 2003). The final DTM derived from the MBES depth interval 0 950 m b.s.l., covers an area of ~700 km^2 with a cell size of 5 m (*Figures 2–3* and *5*). Topographic data were obtained from the official topographic grid of the Military Institute for Geography (IGM; 20 m grid cell), acquired between 1985 and 1990 by aerial photogrammetry (AMADIO 1992).

Gravity coring and laboratory analysis

Stratigraphic calibration of high-resolution, single channel seismic records was assisted by the integrated stratigraphic analysis of gravity cores C23, C32, C1016, C79, C115 and C116 (*Table 1* and *Figure 7*) as a selection out of a large number of gravity cores, collected in the Bay of Naples over the last decades (INSINGA 2003; INSINGA et al. 2008; D'ARGENIO et al. 2004; SACCHI et al. 2005, 2009, 2014; MOLISSO et al. 2010). The study included microscope observation on selected samples of sieved wet sediment (63-μm and 30-μm sieves) collected from the core logs and the recognition of major lithofacies associations, sedimentary structures,

Table I. List of marine gravity cores used for geological calibration of seismic stratigraphic units derived by IKB-Seistec data

I. táblázat. *Az IKB-Seistec reflexiós szeizmikus szelvények kalibrálásához felhasznált gravitációs magminták listája*

Gravity Core	Latitude N	Longitude E	Water depth (m)	Core lenght (cm)	Reference
23	40°47'10"	14°06'45"	103.0	490	SACCHI et al. (2014)
32	40°47'10"	14°07'27"	103.0	382	SACCHI et al. (2014)
C 1062	40°47'54"	14°06'48"	90.6	265	SACCHI et al. (2014)
C 79	40°48'08"	14°18'33"	89.0	544	MILIA et.al. (2008)
C 116	40°45'45"	14°14'18"	131.7	571	INSINGA (2003); This work
C 115	40°45'28"	14°14'19"	136.0	540	INSINGA (2003); This work

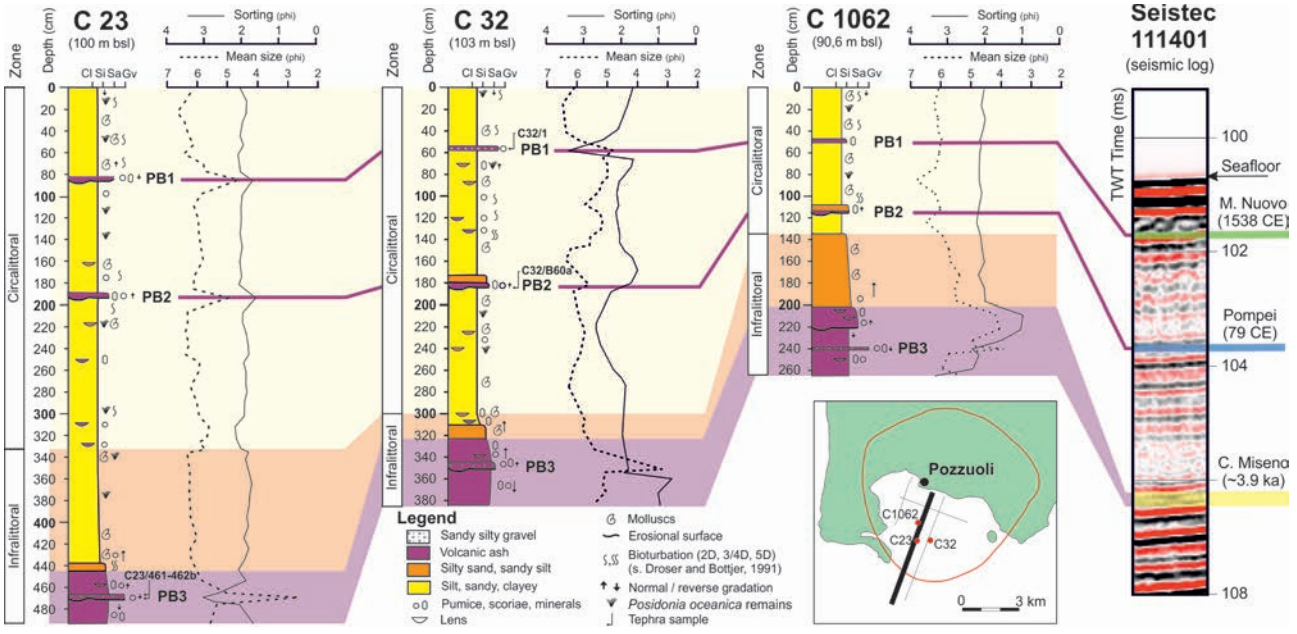


Figure 7. Calibration of shallower seismic (IKB-Seistec) reflectors by integrated stratigraphy of gravity core data from the Pozzuoli Bay (after SACCHI et al. 2014, MARINO 2018)

7. ábra. *Kis mélységű szeizmikus reflexiók kalibrációja a gravitációs magvevők egységes sztratigráfiai adatai alapján a Pozzuoli-öbölben (SACCHI et al. 2014 és MARINO 2018 alapján)*

palaeontological analysis, and grain-size analysis by laser diffractometry (Sympatec). Identification and ecological analysis of foraminifers and molluscs were carried out following PÉRÈS & PICARD (1964), LOEBLICH & TAPPAN (1988) and SGARRELLA & MONCHARMONT ZEI (1993).

Volcanic deposits in core C115 were sampled, wet sieved and observed at the optical microscope. Glass concentrates (pumice and glass shards) were selected, rinsed in distilled water with acetic acid to remove carbonate incrustations and, finally, they were cleaned with an ultrasonic probe (INSINGA 2003). Major and trace-element content was obtained on pressed powder pellets using a Philips PW1400 X-Ray fluorescence spectrometer, at DiSTAR, Federico II University, Napoli, following procedures outlined in MELLUSO et al. (1997). The correlation of the analysed tephras with proximal deposits was based on the comparison with published data on both single glass shards and the rock matrix.

Results

Seafloor morphology of the Bay of Naples

The general physiography of the Bay of Naples is characterised by a wide continental shelf extending to water depths of 100–80 m (*Figure 2*). The shelf width varies from a maximum of about 20 km in the central part of the bay to about 2.5 km off the islands of Capri and Procida.

The occurrence of volcanic bedrock and/or volcaniclastic deposits has an influence in the morphology of the continental shelf-slope system of the Bay of Naples that displays relatively high slope angles (~1.0° on average on shelf areas and up to a maximum of 77° on the upper continental slope).

The NW sector (~110 km^2) is characterised by the inlet of Pozzuoli Bay, and very irregular seafloor morphology due to the occurrence of several volcanic banks, mostly south of the Capo Miseno–Nisida alignment (MILIA 1999, 2010; MILIA & TORRENTE 2000, 2003; INSINGA et al. 2006; SACCHI et al. 2009, 2014; DI RENZO et al. 2011; FEDELE et al. 2011; STEINMANN et al. 2016, 2018; PASSARO et al. 2018; *Figures 2–3*).

A remarkable morphological feature of the inner sector of the Pozzuoli Bay is represented by a pronounced break in the profile of the inner continental shelf. This lineament is elongated in a WNW–ESE direction, ranging water depths from ~25 to ~45 m b.s.l. towards ESE (*Figure 3*). A slightly convex-upward area, with average slope of less than 3°, connects the inner shelf break to the deeper part of the bay, where water depth reaches ~115 m. At the foot of the inner shelf slope, the transition between these domains occurs along a semi-circular depression extending in NNW–SSE (Epitaffio Valley) and NE–SW (Bagnoli Valley) directions (*Figure 3*).

In the north-eastern sector of the Bay of Naples (*Figures 2* and *5*), the continental shelf is relatively wide and covers an area of ~380 km^2. The seafloor morphology of this region is dominated by seaward sloping of the south-western flank of the Vesuvius, reaching into the shallow marine area. Here, the interaction between volcanism and sedimentary processes produced a variety of local seafloor morphologies including (*Figure 5*) wavy bedforms (MILIA et al. 2008, PASSARO et al. 2018) and buried debris avalanches (DA1 and DA2; PASSARO et al. 2018).

Offshore Herculaneum , a 13 km long and 2–3 km wide region characterised by the occurrence of wavy bedforms (Herculaneum Sand wave Field) with maximum amplitude of 10 m and wavelength of 200–250 m can be recognised (HSF in *Figure 5*). This is the morphologic expression of sediment waves displaying a seaward transition from chaotic morphology nearshore, to asymmetric wavy facies in the median zone, and smooth wavy stratification in distal areas (MILIA et al. 2008).

In the area between the Pozzuoli Bay and Somma-Vesuvius, ~ 8 km south of the town of Napoli morphobathymetric data reveal a prominent, dome-like morphology (*Figure 5*) represented by a quasi-circular hummocky seafloor relief, ~5 km in diameter (D'ARGENIO et al. 2004; PASSARO et al. 2014, 2016), known as Banco della Montagna (hereafter BM). The area extends over 25 km^2, at water depths of 100–180 m, and is characterised by an elevation of ~20 m with respect to the surrounding seafloor. The hummocky morphology of BM is associated with the occurrence of 280 sub-circular to elliptical mounds, more than 650 cones, and 30 pockmarks (*Figure 5*), along with, a least 37 spots of gas emissions (PASSARO et al. 2016, 2108; VENTURA et al. 2018).

Seismic expression of depositional environments and volcanic structures

IKB-Seistec profiles were acquired in selected areas of the Bay of Naples with the aim of complementing previous intermediate to high resolution single channel and multichannel seismic surveys (SACCHI et al. 2014; STEINMANN et al. 2016, 2018). Seistec imaging and interpretation focused on relevant volcano-sedimentary features occurring in three main areas of the Bay of Naples: 1) the submerged sector of the Neapolitan Yellow Tuff (NYT) caldera offshore Pozzuoli (see later *Figures 8–13*); 2) sedimentary structures associated with pyroclastic flow deposits along the submerged slope of Somma-Vesuvius complex (see later *Figures 14–15*), and 3) the volcaniclastic diapirs field of the Banco della Montagna (see later *Figure 16*).

Pozzuoli Bay

Seistec profiles acquired in the Pozzuoli Bay were analysed to image the shallow structure and stratigraphic architecture of the Campi Flegrei (NYT) collapse-resurgent caldera (DI VITO et al. 1999; CAPUANO et al. 2013; SACCHI et al. 2014; STEINMANN et al. 2016, 2018). The WNW–ESE trending, ~6.6-km long line Seistec 110801 extends from Baia to Nisida Island. The profile illustrates a cross section of large part of the collapse-resurgent structure, including the ring fault zone that is intersected along the eastern part of caldera margin (*Figure 8*).

The SSW–NNE trending profiles Seistec 111401 (8.5 km) and Seistec 111402 (8.9 km) provide seismic stratigraphic

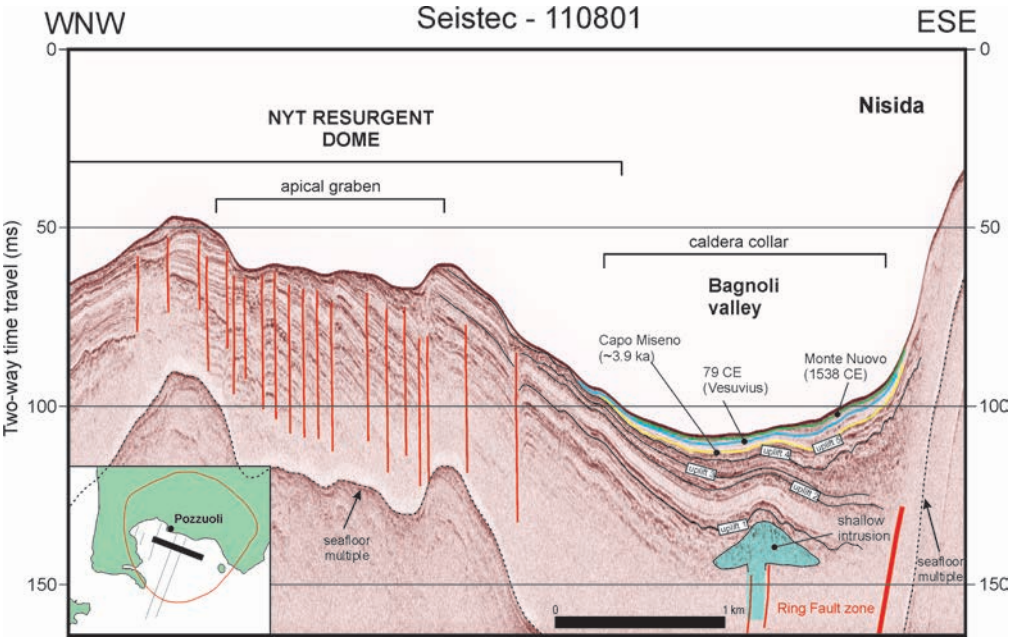


Figure 8. IKB-Seistec profile 110801 and its interpretation. Note the antiformal structure of the NYT caldera resurgent dome and brittle deformation at the summit of the resurgence (apical graben), as well as the shallow magmatic intrusion along the ring fault zone (Bagnoli Laccolith; Sacchi et al. 2014, Natale 2018). Correlation of tephra layers associated with the eruptions of M. Nuovo (1538 CE) Vesuvius–Pompeii (79 CE) and C. Miseno (~3.9 ka) are calibrated by gravity core data (*Figure 7*). Unconformities denoted as Uplift 1–5 are interpreted as the result of distinct phases of deformation and uplift of the resurgent structure during the last ~12–5 ka

8. ábra. *110801 IKB-Seistec szelvény értelmezése. Jól látható a NYT kaldera szerkezetének kiemelt kupolája és a töréses szerkezetek a kiemelt helyzetű árkos szerkezetben (apical graben), valamint a kis mélységű, vető menti magmás intrúzió (Bagnoli Laccolith, Sacchi et al. 2014, Natale 2018). A M. Nuovo (1538), Vezúv-Pompei (79) és C. Miseno (~3,9 ka) kitöréseihez kapcsolódó tefra rétegek korrelációja a gravitációs magminták adataival kalibráltak. (7. ábra). Az Uplift 1-5-el jelölt unkonformitások az elmúlt ~5–12 ezer év során történt deformációk és kiemelkedések egyes fázisait jelölik*

sections, roughly perpendicular to profile Seis-110801 from the outer continental shelf of the Bay in the South, up to the coastal shallow waters offshore Pozzuoli in the North. Both these profiles cross the southern flank of the NYT resurgent dome and the ring fault-caldera border structure along with the morphostructural high represented by the alignment of Penta Palummo (PP) and Miseno (MS) banks (*Figures 3* and *9–10*). Calibration of seismic profiles with gravity cores C23, C32 and C1016 (*Figure 7*) provides age control of the uppermost reflectors based on the correlation of three tephra layers namely corresponding, from top to bottom, to the products of M. Nuovo (1538 CE), Vesuvius-Pompeii (79 CE) and Capo Miseno (~3.9 cal ka BP; Sacchi et al. 2014).

Seismic interpretation suggests that the thickness of the caldera fill is in the order of 60–80 m within the Pozzuoli Bay (*Figures 8–10*). The inner caldera resurgent dome is imaged as an antiformal structure covering an offshore area of ~9 km^2 with a diameter of ~5 km, associated with a maximum uplift of at least ~120 m (Sacchi et al. 2014, Steinmann et al. 2016). The NYT caldera resurgence is ostensibly associated with significant deformation and uplift of the inner caldera region, as indicated by the growth of strata on the flanks of the resurgent dome (*Figure 11*) as well as by the marine deposits nowadays exposed onshore with an elevation of ~30 m a.s.l., onland Pozzuoli at La Starza (Cinque et al. 1985, Rosi & Sbrana 1987, Di Vito et al. 1999, Orsi et al. 1999). The apical part of the resurgent dome includes a small collapsed area, or apical graben (e.g. Komuro 1987, Lipman 1997, Cole et al. 2005) characterised by a swarm of high-angle normal faults associated with minor vertical displacement (5–12 m; *Figure 8*). Multibeam bathymetry coupled with seismic data evidences that the median sector of the Pozzuoli Bay is characterised by a morphostructural depression surrounding the resurgent dome, partly represented by the Epitaffio Valley in the western sector of the Pozzuoli Bay and the Bagnoli Valley to the east (Somma et al. 2016; *Figure 3*), that correspond to actual segments of the caldera collar (e.g. Lipman 1997, Cole et al. 2005).

A striking feature imaged by profiles Seistec 111401 (*Figure 12*) and Seistec 111223 towards the inner continental shelf of the Bay of Pozzuoli (*Figure 13*) is represented by a prominent Infralittoral Prograding Wedge (IPW) (sensu Hernández-Molina et al. 2000), i.e. a sedimentary wedge consisting of prograding clinoforms that develop in the shoreface area below the storm wave base (see also Patruno & Helland-Hansen 2018).

Seismic sections show that the main prograding wedger (IPW #1) develops as a ~5–10 m thick and ~3 km long sedimentary prism elongated in WNW–ESE direction (see also Sacchi et al. 2014, Marino 2018). Multibeam data coupled with seismic imaging indicate that the upper edge of the IPW clinoforms correspond to a pronounced inner shelf slope break, that is found at water depths varying from a minimum of ~ –25 m offshore Baia to a maximum of ~ –45 m offshore Bagnoli-Nisida (*Figure 3*).

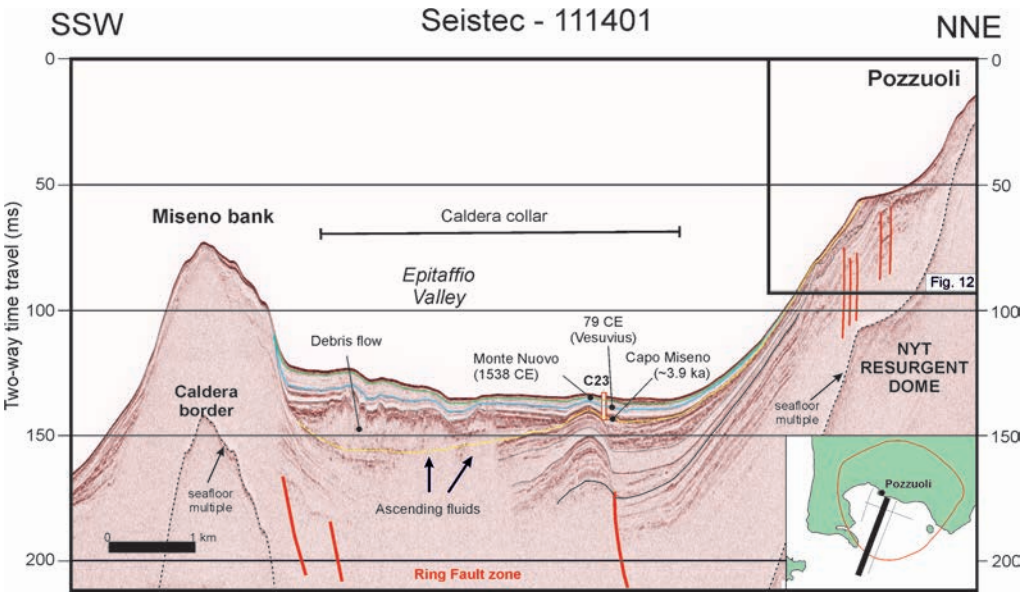


Figure 9. IKB-Seistec profile 111401 and its interpretation. The profile provides a section across the major structural components of the NYT collapse-resurgent caldera including (from NNE to SSW): 1) resurgent dome; 2) caldera collar and the underlying ring fault zone; 3) caldera border. Tephra layers associated with the eruptions of M. Nuovo (1538 CE) Vesuvius-Pompeii (79 CE) and C. Miseno (~3.9 ka) are calibrated by gravity core C23 (see also *Figure 7*). Note debris flow units deposited along the Epitaffio Valley, and fluids ascending through the ring fault zone. Frame of *Figure 12* is also indicated

9. ábra. *111401 IKB-Seistec szelvény értelmezése. A szelvény a NYT beszakadt kalderáján keresztül (ÉÉK–DDNy irányban) mutatja a főbb szerkezeti elemeket: 1) kiemelt kupola, 2) a kaldera pereme és az alatta lévő vetőzóna, 3) a kaldera határa. A M. Nuovo (1538), Vezúv-Pompei (79) és C. Miseno (~3.9 ka) kitöréseihez kapcsolódó tefra rétegek a gravitációs magminták adataival kalibráltak. (7. ábra). Az Epitaffio-völgyben lerakódott üledékek és a vetőzónához kötődő fluidumfeláramlás szintén megfigyelhető a szelvényen. A 12. ábra kivágatát is megjelöltük az ábrán*

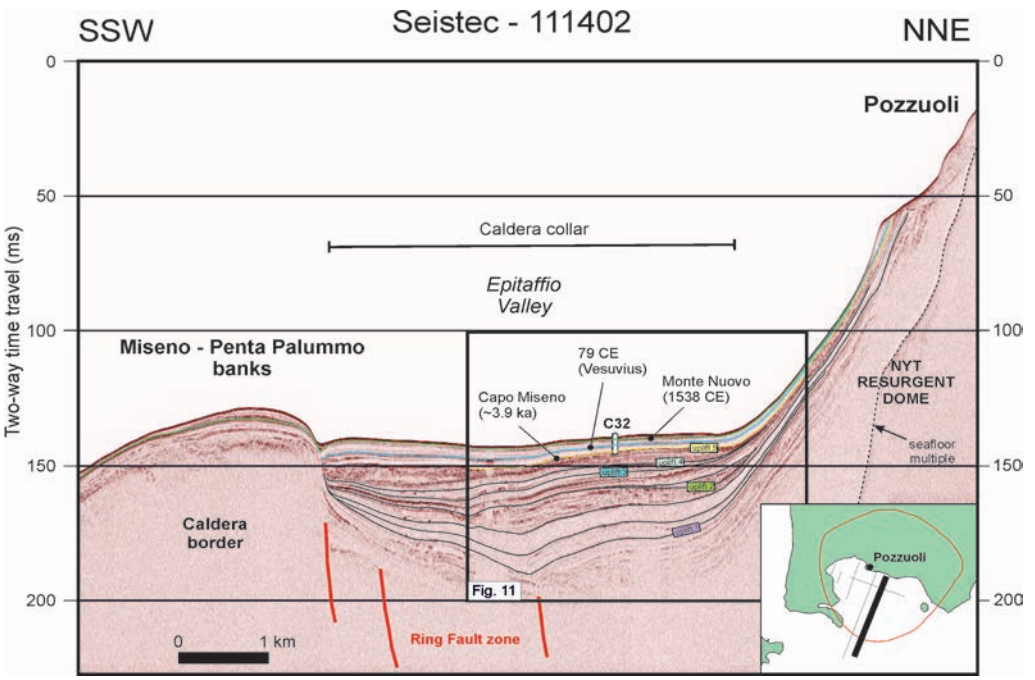


Figure 10. IKB-Seistec profile 111402 and its interpretation. The profile provides a section across the major structural components of the NYT collapse-resurgent caldera including (from NNE to SSW): 1) resurgent dome; 2) caldera collar and the underlying ring fault zone; 3) caldera border. Tephra layers associated with the eruptions of M. Nuovo (1538 CE) Vesuvius-Pompeii (79 CE) and C. Miseno (~3.9 ka) are calibrated by gravity core C32 (see also *Figure 7*). Unconformities denoted as Uplift 1–5 are interpreted as the result of distinct phases of deformation and uplift of the resurgent structure during the last ~12–5 ka. Frame of *Figure 11* is also indicated.

10. ábra. *111402 IKB-Seistec szelvény értelmezése. A szelvény a NYT beszakadt kalderáján keresztül (ÉÉK–DDNy irányban) mutatja a főbb szerkezeti elemeket: 1) kiemelt kupola, 2) a kaldera pereme és az alatta lévő vetőzóna, 3) a kaldera határa. A M. Nuovo (1538), Vezúv-Pompei (79) és C. Miseno (~3.9 ka) kitöréseihez kapcsolódó tefrarétegek a gravitációs magminták adataival kalibráltak. (7. ábra). Az Uplift 1–5-el jelölt unkonformitások az elmúlt ~5–12 ezer év során történt deformációk és kiemelkedések egyes fázisait jelölik. A 11. ábra kivágatát is jelöltük az ábrán*

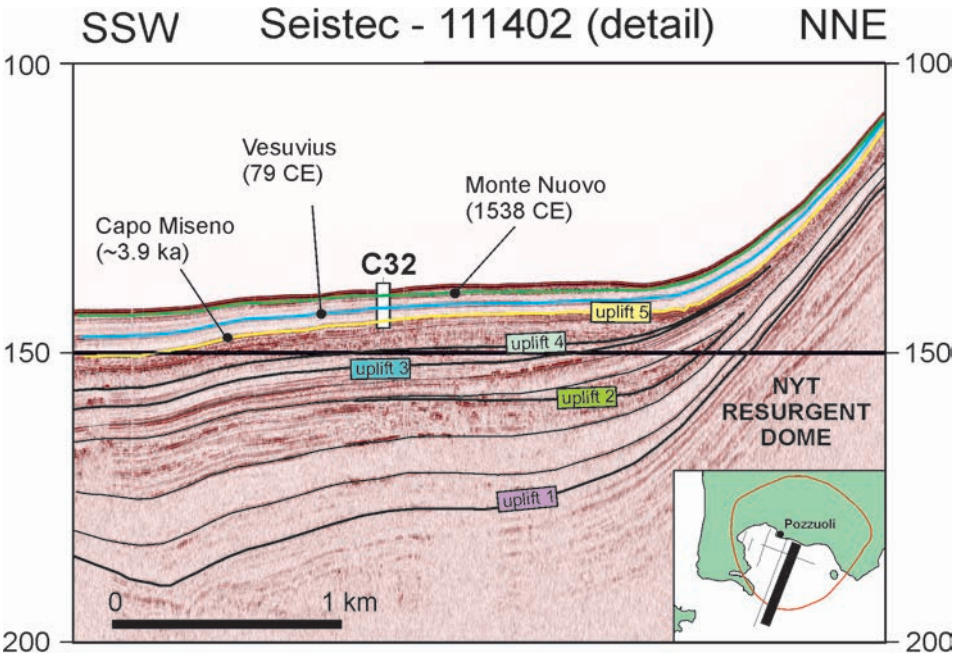


Figure 11. Detail of the IKB-Seistec profile 111402 and its interpretation showing the stratal architecture of seismic units bounded by unconformities denoted as Uplift 1–5 and calibration at C32 core site of major recent (shallower) tephra layers associated with the eruptions of M. Nuovo (1538 CE) Vesuvius-Pompeii (79 CE) and C. Miseno (~3.9 ka). (See also *Figures 7* and *10* for more information)

11. ábra. *Az értelmezett 111402 IKB-Seistec szelvény részlete az Uplift 1–5-el jelölt unkonformitásokkal közrefogott rétegsorok szeizmikus képével. A sekély tefra rétegek a C32 magminta alapján lettek a M. Nuovo (1538), Vezúv-Pompei (79) és C. Miseno (~3.9 ka) kitöréseihez kalibrálva. (A 7. és 10. ábrák további részleteket mutatnak.)*

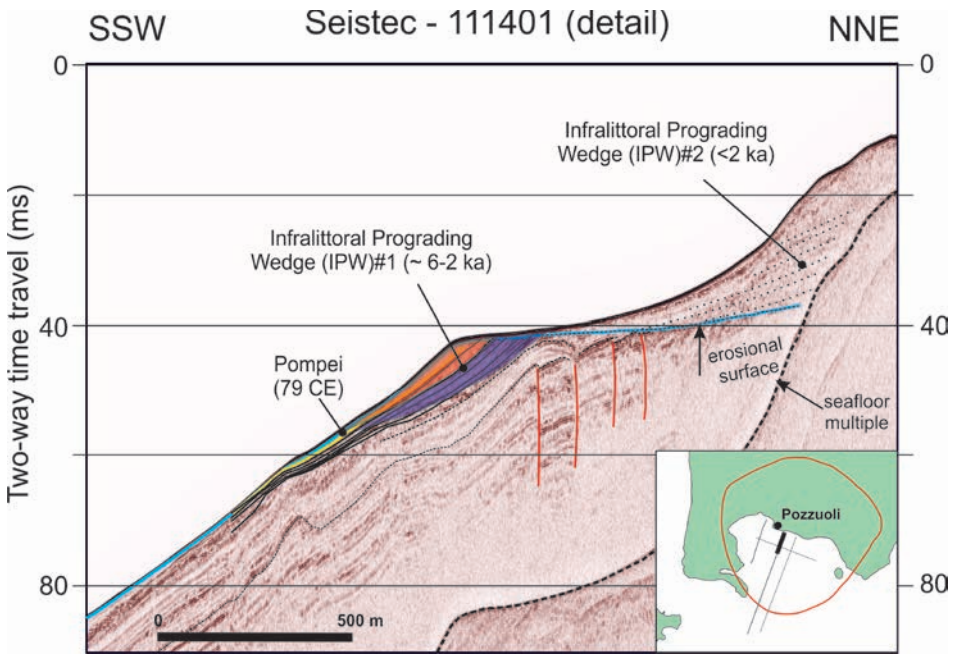


Figure 12. Detail of the IKB-Seistec profile 111401 and its interpretation. A prominent feature of the inner continental shelf of the Pozzuoli Bay is represented by an Infralittoral Prograding Wedge (sensu Hernández-Molina et al. 2000) (IPW #1) that formed between ~6–2 ka, likely in response to a relatively long period of stable accommodation space. Note that IPW #1 is no longer in equilibrium with the present-day hydrodynamic processes and a younger Infralittoral Prograding Wedge (IPW #2) developed in response to the post-Roman (< 2 ka) subsidence and drowning of the Pozzuoli inner shelf area (Sacchi et al. 2014, Marino 2018). See *Figure 9* for location of this inset on seismic profile

12. ábra. *Az értelmezett 111401 IKB-Seistec szelvény részlete. A Pozzuoli-öböl belső kontinentális talapzatának jellegzetes eleme az IPW #1 (belső árapályövi progradációs sorozat), mely 2–6 ezer évvel ezelőtt keletkezett, feltehetőleg a hosszan fennálló akkomodációs tér hatására. Látható, hogy az IPW #1 már nincs egyensúlyban. Ennek okai a jelenleg zajló hidrodinamikai folyamatok, a római kort követő (2 ezer évnél fiatalabb) süllyedés és a Pozzuoli belső selföv elöntése során létrejött új IPW #2 belső árapályövi progradációs rétegsor. A 9. ábra mutatja a szelvényrészlet helyét a teljes szeizmikus szelvényen*

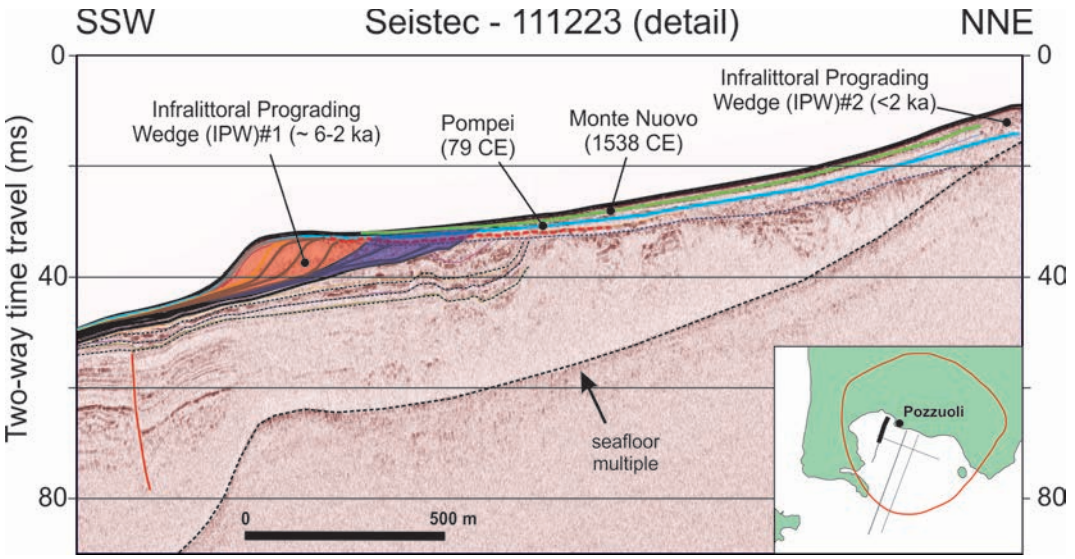


Figure 13. Detail of the IKB-Seistec profile 111223 and its interpretation showing the development of Infralittoral Prograding Wedge IPW #1 (~6–2 ka). Note the well-developed erosional slope and relatively thin (underdeveloped) IPW #2, likely as a consequence of limited post-Roman (< 2 ka) subsidence in the NW sector of the Pozzuoli Bay

13. ábra. *Az értelmezett 111223 IKB-Seistec szelvény részlete az IPW #1 (belső árapályövi progradációs rétegsor) 2–6 ezer évvel ezelőtti kifejlődésével. Megfigyelhető a jól kifejlődött eróziós lejtő és a relatív vékony (fejletlen) IPW #2, mely valószínűleg a római kort követő (2 ezer évnél fiatalabb) korlátozott mértékű süllyedéssel magyarázható a Pozzuoli-öböl ÉNy-i részében*

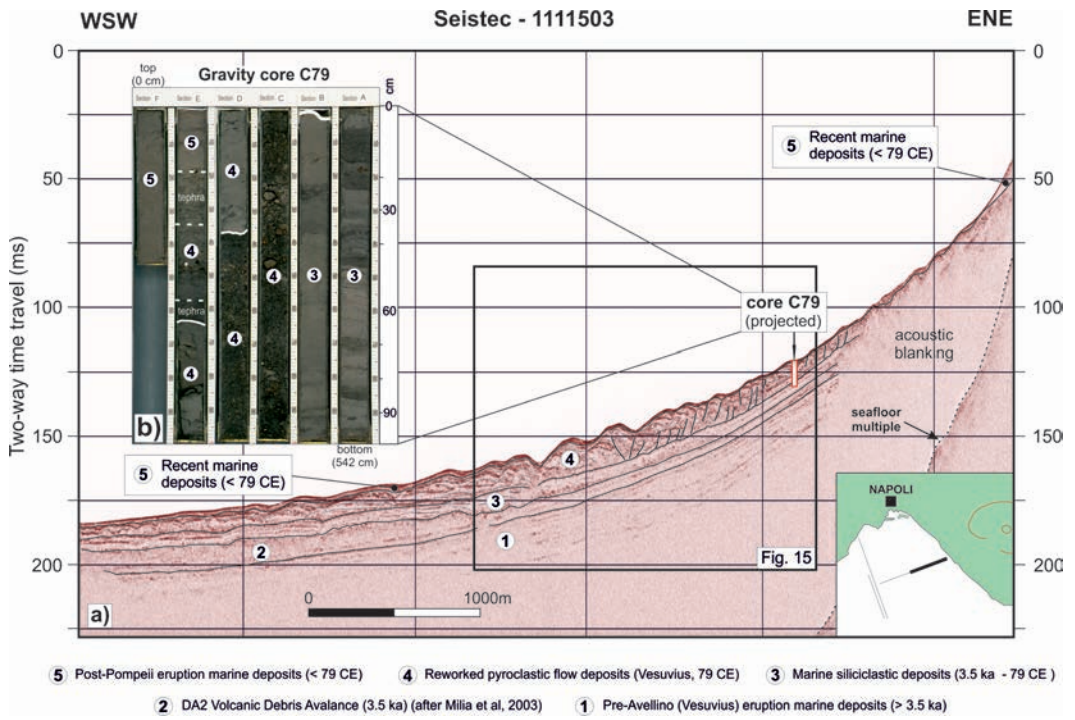


Figure 14. a) IKB-Seistec profile 1111503 across the Herculaneum Sand wave Field (HSF), offshore Somma-Vesuvius, and its interpretation; b) Photograph of C79 core splits with interpreted lithofacies: 3) clayey silt and interbedded tephra (> CE 79); 4) coarse-grained pumice, and ash (pyroclastic flow deposits, Vesuvius, CE 79); 5) bioturbated clayey silt (< CE 79). See also the map of *Figure 5* showing the onshore and offshore spatial distribution of the pyroclastic flow deposits that entered the sea during the 79 CE eruption of Vesuvius and location of seismic profile and gravity core C79.

14. ábra. *a) Az értelmezett 1111503 IKB-Seistec szelvény a Herculaneum homokdűnéken (HSF) keresztül, a Vezúv tengeri előterében. b) A C79 felnyitott magminta fényképe az értelmezett litofáciesekkel. 3) agyagos kőzetliszt és közbetelepült tefra réteg (i.sz. 79-nél idősebb), 4) durva-szemcséjű horzsakő és hamu (piroklaszt-ár üledékei, Vezúv 79. évi kitörése), 5) bioturbált agyagos kőzetliszt (i.sz. 79-nél fiatalabb). Vesd össze a Vezúv 79. évi kitörése során tengerbe ömlött piroklaszt-ár 5. ábra térképén bemutatott szárazföldi és tengeri elterjedésével, valamint a szeizmikus szelvény nyomvonalával és a C79 gravitációs magminta helyével*

Seistec profiles also indicate the occurrence of at least a younger prograding wedge (IPW #2) located at shallower depth in the upper shoreface area (e.g. Seistec 111401; *Figure 12*), in a more landward position with respect IWP #1, suggesting a phase of backstepping of the coastal system, likely due to increased accommodation space between the development of the two prograding systems.

Somma-Vesuvius offshore

Seistec profiles acquired offshore Herculaneum (*Figure 5*) document five, main seismic stratigraphic units denoted, from bottom to top as 1–5, where units 5 to 3 have been reached and sampled by gravity core C79 (see Milia et al. 2008) (*Table 1* and *Figures 14–15*). Unit 1 is made of

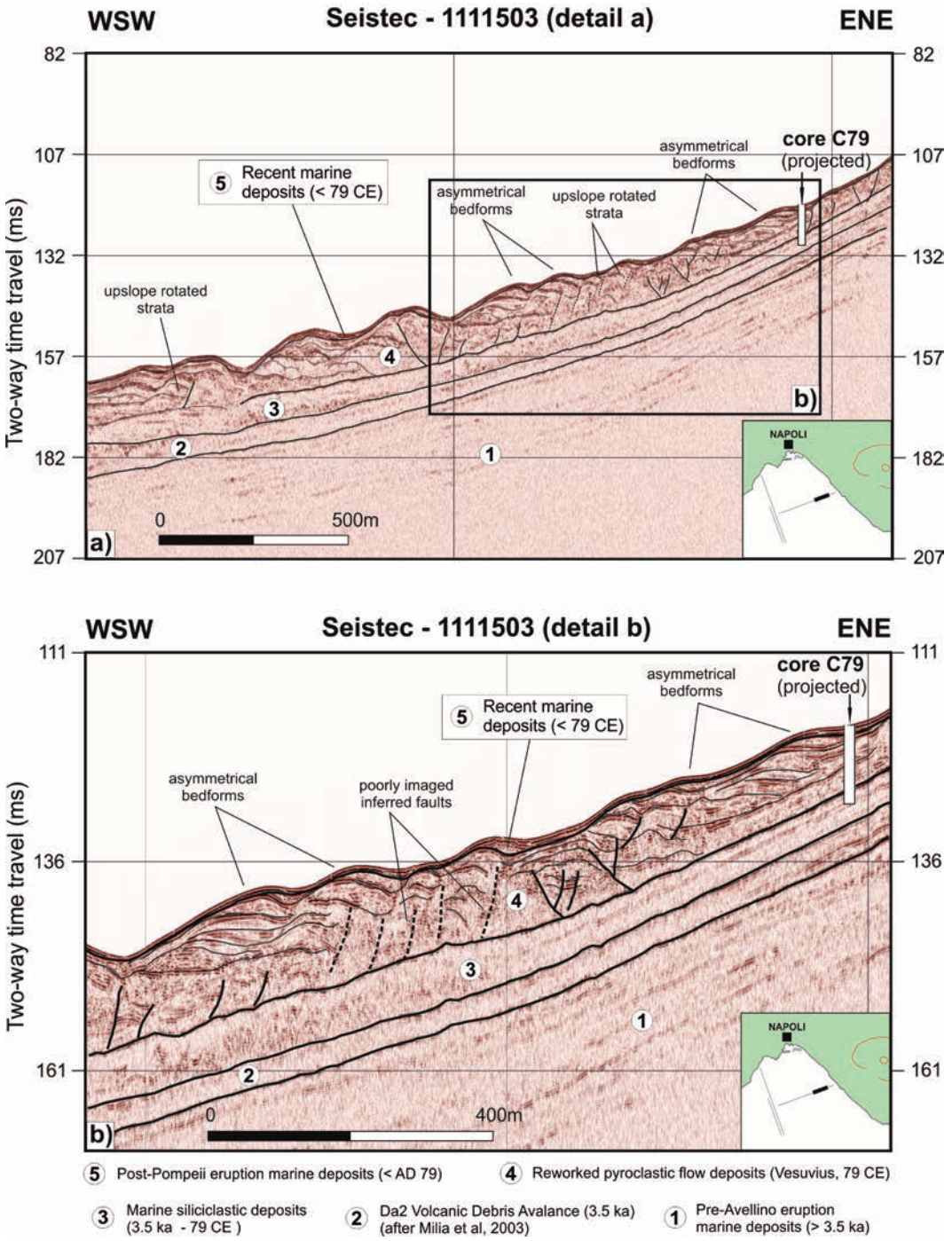


Figure 15. Details of IKB-Seistec profile 1111503 across the Herculaneum Sand wave Field (HSF) and their interpretation. Note wavy bedforms associated with the seaward modification and gravitational instability of the pyroclastic flow/surge deposits that entered the sea during the 79 CE eruption of Vesuvius (see also *Figure 14*)

***15. ábra**. Az értelmezett 1111503 IKB-Seistec szelvény részlete a Herculaneum homokdűnéken (HSF) keresztül. A szelvényen láthatók a Vezúv 79. évi kitörése során a tengerbe ömlő piroklaszt-ár gravitációsan összeomló homokhullámainak szerkezete (lásd még a 14. ábrát)*

parallel, relatively continuous high-amplitude reflectors and is overlain by unit 2, represented by a wedge-shaped geometry and internal chaotic to reflection-free seismic facies. The unit displays a thickness of 8–15 m and is locally imaged by parallel, discontinuous reflectors at its base. Up in the sequence follows unit 3 that displays a thickness of 5–10 m, with relatively continuous, high-amplitude internal reflectors in the distal part of the slope and partly transparent seismic facies towards the coastal zone. The upper part of this unit (base of gravity core C79) is represented by laminated sandy silt interbedded with tephra layers that predate the Vesuvian eruption of 79 CE (MILIA et al. 2008) (*Figure 14*). The overlying unit 4 corresponds to pyroclastic flow deposits that have been reworked in marine environment after entering the seawater during the 79 CE eruption of Vesuvius. In core C79 the deposits are mostly represented by coarse grained pumice, lapilli and ash at the base, and normally graded fine grained lapilli and ash with parallel lamination in the upper part of the succession (*Figure 14*). Unit 4 is mainly characterised by a wavy seismic facies that passes landward to wavy bedforms, with partially disrupted and chaotic reflections. The unit displays an average thickness of 12 m and covers an area of ~30 km^2 (*Figures 5* and *14–15*), yielding a volume of ~80 km^3. The uppermost part of the succession is represented by unit 5 that consists of wavy-parallel reflectors blanketing the underlying unit 4, with a thickness in the order of 1–4 m. The deposits of unit 5 correspond the uppermost interval sampled at C79 gravity core station and are represented by a homogeneous, partly bioturbated very fine sandy silt that postdates the 79 CE eruption of the Vesuvius.

The planform morphology of the multilayer composed of units 4 and 5 defines an elongated, s-shaped, channelised

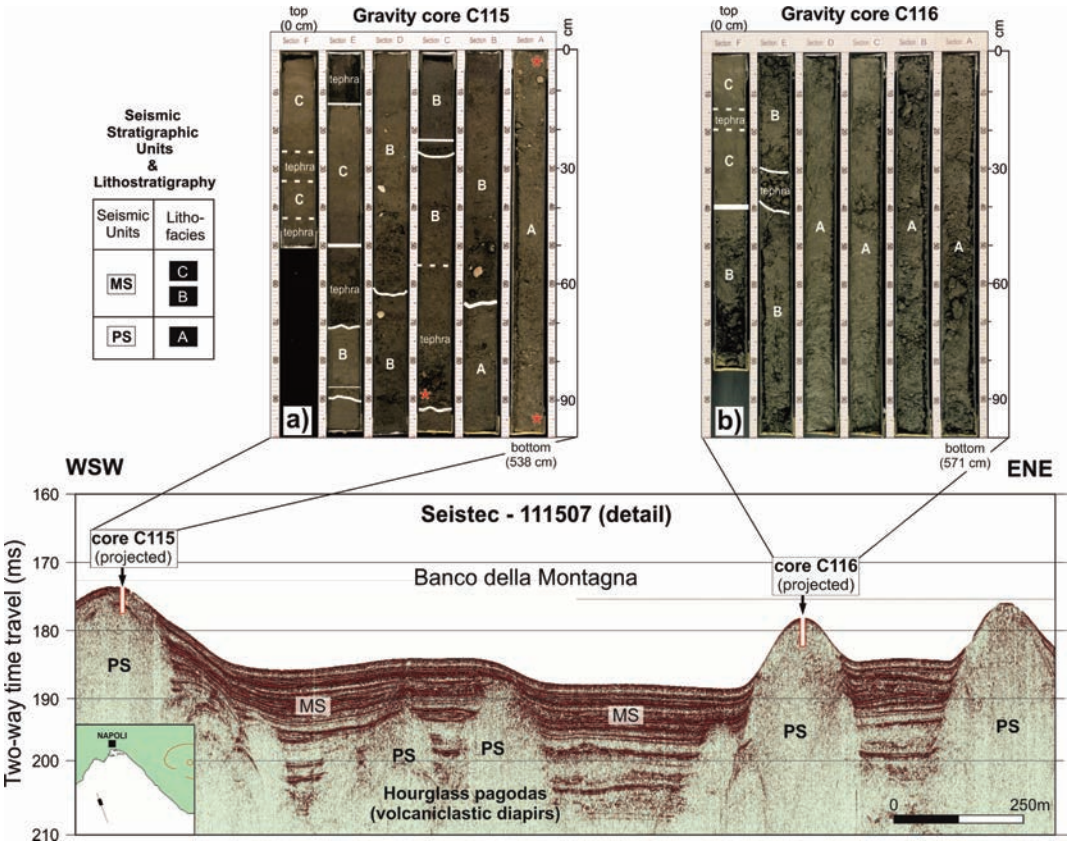


Figure 16. IKB-Seistec profile 1111507 across the volcaniclastic diapir field of Banco della Montagna and its interpretation. Geological calibration of seismic units was provided by gravity cores C115 and C116. Seismic stratigraphic units: MS) Post-LGM marine deposits; PS) coarse-grained, reworked volcaniclastics (mostly pumice). Lithofacies associations of C115 (frame a) and C116 (frame b) core splits: A) coarse-grained pumice and ash with chaotic texture including reworked products from NYT (ca 15 ka) and/or Pomici Principali (~12 cal ka BP) eruptions; B) silty sand with mollusks and rhodoliths (13–10 ka BP); C) clayey silt with interbedded tephra (< 10 ka BP). Red asterisks in photograph of core C115 mark stratigraphic position of samples processed for chemical analyses and $^{40}Ar/^{39}Ar$ determinations (INSINGA 2003)

16. ábra. *Az értelmezett 1111507 IKB-Seistec szelvény a Banco della Montagna vulkáni diapírjén keresztül. A szeizmikus egységek geológiai korrelációja a C115 és C116 gravitációs magminták segítségével történt. MS) LGM utáni tengeri üledékek, PS) durva-szemcsés, áthalmozott vulkanoklaszt (főként horzsakő). A C115 (a) és C116 (b) felnyitott magminták fényképei az értelmezett litofáciesekkel. A) a NYT mintegy 15 ezer éves és/vagy a Pomici Principali mintegy 12 ezer évvel ezelőtti áthalmozott anyagát tartalmazó kaotikus szövetű, durvaszemcsés horzsakő és hamu, B) molluszka és rhodolit tartalmú agyagos homok (mintegy 10–13 ezer éves), C) agyagos kőzetliszt közbetelepült tefra-rétegekkel (10 ezer évesnél fiatalabb). A C115 mag fényképén látható piros csillagok a kémiai vizsgálatokra és $^{40}Ar/^{39}Ar$ meghatározásra vett minták helyeit jelölik (INSINGA 2003 nyomán)*

field of wavy bedforms, with a length of ~13 km and width of 2–3 km that spreads away from the Herculaneum shoreline towards the central sector of the Bay of Naples (HSF; (*Figures 5* and *14–15*). Wavy bedforms display maximum amplitude of ~10 m and wavelength in the order of 200–250 m. In cross section, unit 4 displays basal, parallel reflectors onlapping an erosional truncation (*Figures 14–15*). The internal structure is characterised by asymmetric, mostly upslope migrating, sediment waves from deep to shallow water (*Figure 15*).

Seismic interpretation documents for unit 4 the occurrence of three segments, with different internal stratigraphic architecture. In nearshore settings (10–50 m water depth) where the unit is thicker (ca 20 m) and the slope is steeper (~30°) sediment waves tend to display a chaotic/disrupted seismic facies, locally with backward (upslope) rotated strata (*Figure 15a, b*).

In median areas, between 70 and 120 m water depth, with slope in the order of 15°, sediment waves clearly display their asymmetric geometry and evidence of upslope accretion of strata ("antidunes", *Figures 14–15*). Internal unconformities bounding individual stratigraphic units involved in the building and growth of sediments waves can be recognised. The distal part of unit 4 develops at water depth of 120–140 m, with an average slope attaining ~8° and is characterised by a gradual decrease in the amplitude of sediment waves that become progressively smoother and thinner, as water depths increases. The asymmetry of wavy reflectors is locally evidenced by upslope dipping lee side of sediment waves particularly between 140 m and 120 m of water depth (*Figure 15b*).

Banco della Montagna knoll

Seistec profile 111507 (*Figure 16*) documents two main seismic-stratigraphic units in the area of the Banco della Montagna (BM). Both units have been cored in their upper part by gravity cores C115 and C116 (*Table I* and *Figure 16a, b*).

The upper seismic unit (MS) displays sub-parallel reflectors with high to medium amplitude and lateral continuity (*Figure 16*). Analysis of gravity cores indicates this unit consists, from bottom to top, of two main lithofacies: B) shallow water (shoreface) bioclastic sand and silty sand with mollusc shells and rohodolites deposited during the Last Glacial Maximum (LGM); A) burrowed sandy silt and clayey silt postdating the LGM.

The lower unit (PS) is represented by homogeneus coarse grained pumice and ash (lithofacies C in *Figure 16a, b*), and it features a chaotic to transparent seismic facies associated with a series of columnar or hourglass-shape diapirs ("pagodas"; Emery 1974, Passaro et al. 2016). These structures may locally be covered by the younger deposits or exposed at the surface where they form a complex set of seafloor mounds (*Figures 2* and *5*). Seismic interpretation also suggest that diapirs of unit PS intrude, deform, and drag the strata of the above MS unit.

Chemical analysis of selected sediment samples from C115 core (Insinga 2003, D'Argenio et al. 2004), showed a compositional affinity with the Pomici Principali (ca 12 cal ka BP) and the NYT (~ 5 ka) explosive eruptions of Campi Flegrei, also in agreement with preliminary $^{40}Ar/^{39}Ar$ determinations (*Figure 16*).

Discussion

The joint acquisition of ultra-high resolution seismics, gravity core data and swath bathymetry provide unprecedented imaging of the stratigraphic and structural expression of the recent volcanism offshore the Campania coastal zone, both in the Campi Flegrei and Somma-Vesuvius offshore and in the marine sector between them.

Seismic imaging of the Campi Flegrei, NYT Caldera off the Bay of Pozzuoli

Historical unrest and recent ground deformation (bradyseism) at Campi Flegrei Caldera have been long documented in the literature (e.g. Orsi et al. 1999, De Natale et al. 2001, Battaglia et al. 2006, Acocella 2010). However, whereas only spotted effects of the bradyseism can be detected onshore, more easily recognizable are perhaps the offshore consequences of accommodation space changes due to seafloor deformation, as they can be extensively identified on seismic profiles by the stratal terminations at boundaries of seismic stratigraphic units (e.g. Vail 1987, Hunt & Tucker 1992, Catuneanu 2019).

Seistec profiles show that the NTY caldera has a broad ellipsoidal shape in plan view, elongated in WNW–ESE direction, with axes of ~9 km and ~8 km. Seismic images allow for the detection and mapping of a distinct caldera collapse and associated fault zone (ring fault system), along with an inner caldera resurgent dome that results in an antiformal structure covering about 9 km^2 with a diameter of ~5 km. The maximum documented uplift offshore is in the order of 120–150 m.

The resurgent structure displays relatively limited, internal brittle deformation, with the notable exception of its central summit area where a set of normal faults forms an "apical graben" as the consequence of extension, in the area of maximum convex curvature of the antiformal structure, similarly to other resurgent caldera systems (e.g. Timber Mountain dome, Carr & Quinlivan 1968) (see also Lipman 1997, Cole et al. 2005).

Towards the borders of the caldera collapse, the ring-fault structure represents a highly permeable zone allowing for the ascent of fluids (e.g. *Figure 9*) locally accompanied by the emplacement of sub-surficial magmatic intrusions (*Figure 8*; Sacchi et al. 2014; Steinmann et al. 2016, 2018; Natale 2018).

Seismic interpretation suggest a possible kinematic reconstruction of the NYT caldera during the last 15 ka (Sacchi et al. 2014, Steinmann et al. 2016), that can be summarised into four main stages (*Figure 17*):

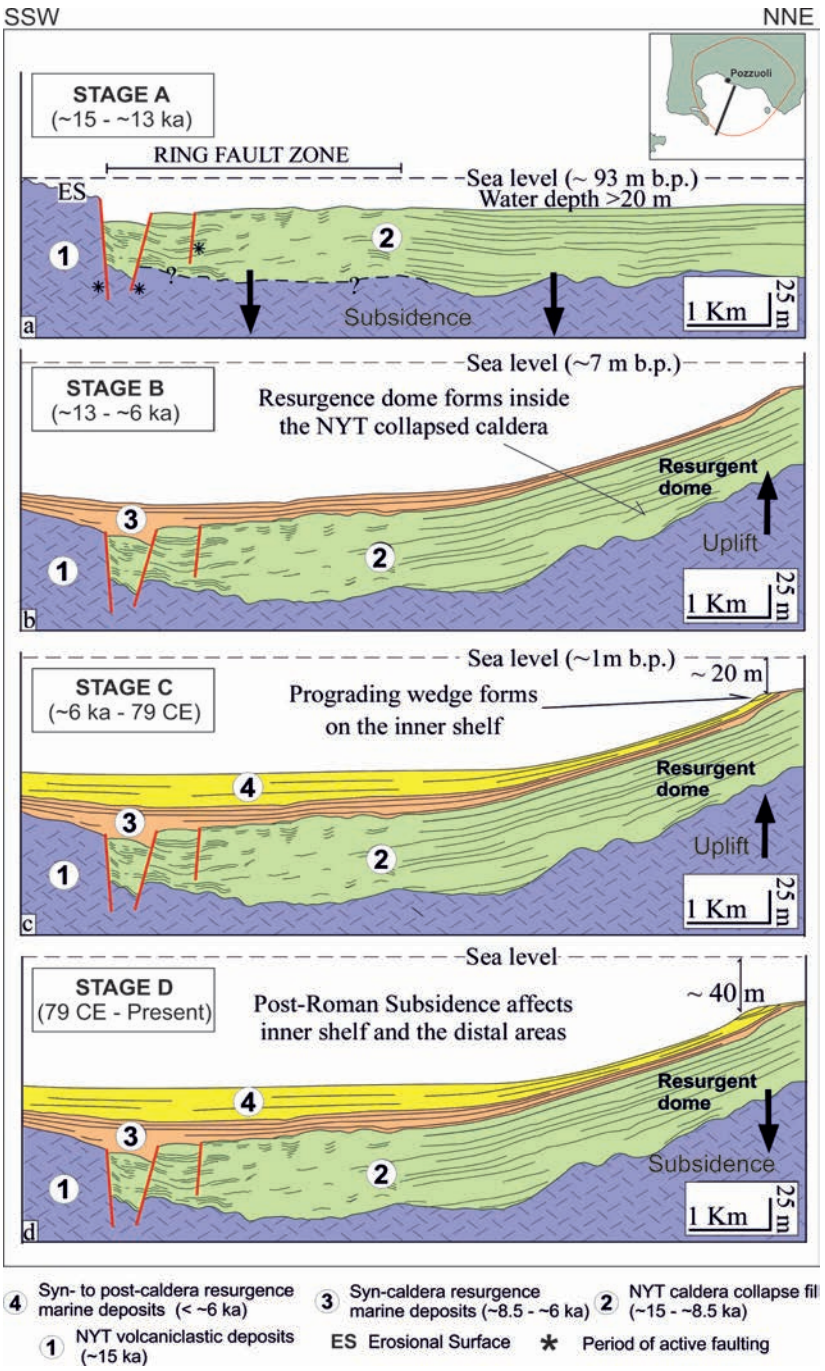


Figure 17. Stages of evolution of the NYT collapse-resurgent caldera during the last 15 kys (modified and redrawn after SACCHI et al. 2014). Vertical exaggeration is 1:8

17. ábra. *A NYT kalderájának fejlődési fázisai. a) 13-15 ezer évvel ezelőtt, b) 6-13 ezer évvel ezelőtt, c) 6-2 ezer évvel ezelőtt, d) 2 ezer évvel ezelőttől napjainkig. Az ábrán csillag jelöli az aktív vetőket. A nyilak a kiemelkedést/süllyedést jelzik. Az ábra vertikális túlmagasítása 1,8-szeres (SACCHI et al. 2014 után módosítva)*

— *Stage A* (~15–13 ky) The first phase is characterised by onset of a rapid sediment filling of the inner caldera collapse, soon after the NYT eruption. The caldera fill reaches a thickness of 50–60 m and is represented by a succession of mixed volcaniclastic and siliciclastic deposits mostly fed by the surroundings of the caldera rim, with water depths rapidly changing from 80–90 to 30–20 m, prevailingly as a response to sediment input during a relatively short time interval dominated by sea level rise.

— *Stage B* (~13–6 ky) During this stage, the concomitant deformation and uplift of the NYT resurgent dome (~12 mm/year on average) and the decrease in the rate of the eustatic sea level rise, result in a progressive decrease of the accommodation space within the inner shelf of the Pozzuoli Bay, causing subaerial exposure of marine strata between ~8 ka and ~4 ka, along the coastal cliff (La Starza) (e.g. CINQUE et al. 1985, AMORE et al. 1988).

— *Stage C* (~6–2 ky) This period is characterised by a significant decrease in the rates of both the uplift of resurgent dome and sea level rise. The resulting phase of quasi-equilibrium between the two processes and the consequent stability of the accommodation space, creates favorable conditions for the development of an Infralittoral Prograding Wedge (sensu HERNÁNDEZ-MOLINA et al. 2000) (IWP#1) off the Pozzuoli Bay, with slope break of prograding clinoforms likely located at an initial water depths of ~20–22 m b.s.l. (FRACCASCIA et al. 2013, PEPE et al. 2104, SACCHI et al. 2014). The termination of this stage is constrained by the occurrence of the 79 CE tephra layer of Vesuvius eruption, that has been cored in the Pozzuoli Bay, and can be traced into the uppermost part of the infralittoral prograding wedge (SACCHI et al. 2014)

— *Stage D* (Since ~2.0 ka), a distinct phase of subsidence affects the inner sector of the NYT caldera as testified by dramatic drowning coastal settlements and infrastructures of Roman age (e.g. DVORAK & BERRINO 1991, DVORAK & MASTROLORENZO 1991). This time interval is characterised indeed by a period complex ground deformation including asymmetrical subsidence/uplift (PASSARO et al. 2013). The generalised inner NYT caldera subsidence that was accompanied by an overall tilting of the entire resurgent structure towards ESE, that caused in turn the deactivation of the IWP#1 formed during the previous stage (SACCHI et al. 2014, STEINMANN et al. 2016, MARINO 2018) and the overall landward backstepping of the shoreface depositional system with formation of a younger Infralittoral Prograding Wedge (IWP#2) (*Figure 9–10* and *12–13*).

Sediment wave field offshore Somma-Vesuvius

The seafloor morphology offshore Somma-Vesuvius is largely influenced by the Late Holocene to recent volcanism.

A major morphostructures is represented by the large channelised sand wave field (HSF), extending from the coasts of Herculaneum down to the SE flank of the Ammontatura Channel (*Figure 5*). Correlation between the stratigraphic succession documented onshore Herculaneum coast (Milia et al. 2008 and the offshore seismic units calibrated by gravity core data (*Figures 14–15*), allow for the recognition of the following seismic-stratigraphic units: 1) marine siliciclastic deposits older than 3.5 ka; 2) reworked pyroclastic flow deposits associated with the Avellino Plinian eruption (~3.9 cal ka BP; "debris avalanche DA2" in Milia et al. 2003); 3) marine siliciclastic deposits that formed between 3.9 ka BP and the 79 CE; 4) pyroclastic flow/surge and fall deposits associated with the 79 CE eruption of Vesuvius; 5) marine siliciclastic succession deposited after the 79 CE eruption (*Figures 14–15*).

Seismic interpretation suggests that the HSF may be interpreted as the morphological expression of the submarine counterpart of pyroclastic flow and surge deposits of the Vesuvian Eruption of 79 CE (unit 4) that entered the seawater after the destroying of Herculaneum (Milia et al. 2008, Pope et al. 2018). Particularly, the massive, homogeneous texture of the coarse grained pumice, lapilli and ash of unit 4 may result from the underwater modification of primary pyroclastic currents into turbulent flows (Freundt 2003, Le Friant et al. 2009, Trofimovs et al. 2012, Jutzeler et al. 2017, Pope et al. 2018, Slootman et al. 2019 and references therein).

We also infer that the internal chaotic seismic facies and rupture of reflectors within sediment waves (*Figures 14–15*), mostly concentrated in the upper part of the HSF at water depths shallower than 100 m, represent the effect of gravitational instability, locally manifested as slump folding/faulting of strata within unit 4 along the upper slope. (e.g. Pope et al. 2018 and references therein).

Volcaniclastic diapirs of the Banco della Montagna knoll

Previous marine surveys acquired in the volcanic area of Napoli have documented a large, diffuse number of active fluid emissions and associated seafloor morphologies, like pockmarks, cones, and elongated features (Passaro et al. 2014). Fluid vents are particularly concentrated on a subcircular seafloor region located between Campi Flegrei and Somma-Vesuvius at a depth of 150-100 m, ~5 km SW off Naples harbor (Passaro et al. 2016a).

The transparent facies of the columnar diapirs imaged on seismic profiles (unit PS) suggest a significant degree of mixing of unconsolidated pumiceous sediments and upraising gas, which was sampled at various locations from seafloor vents (Passaro et al. 2016b). The gas composition is comparable with that of the Campi Flegrei and Somma-Vesuvius fumaroles and it is indicative of a mixing between a mantle source and shallower fluids associated with partial de-carbonation of crustal rocks (Passaro et al. 2016).

The upward migration of gas within the sediments may also have the effect to scrub the materials included in unit MS, thus explaining the presence of chaotic structure of deposits sampled by the gravity cores. The integration of the results of previous studies (Insinga 2003, D'Argenio et al. 2004, Passaro et al. 2016) with seismic and gravity core data presented in this study suggest that the columnar and hourglass diapirs (pagodas) of the BM presumably formed by the dragging and uprise of unconsolidated pumice deposits (Pomici Principali and/or NYT erupted from the Campi Flegrei) from deeper stratigraphic levels to the surface, as a result of low-temperature degassing of over-pressured fluids. These layers are upward confined by a layer of silty deposits (facies C in *Figure 16*) that formed during the transgressive phase following the LGM (< 15 ka). The minimum overpressure was calculated to be at 2.4 MPa on average in the last 15 kyrs (Ventura et al. 2016).

Conclusion

This study provides a series of ultra-high-resolution seismic images of selected volcanic structures, hydrothermal features and volcaniclastic depositional units that characterise the seafloor morphology and subsurface of the Bay of Naples off the Campi Flegrei Caldera and Somma-Vesuvius volcanic districts. Main conclusions may be summarised as follows:

1) The Pozzuoli Bay is characterised by the occurrence of an active resurgent dome associated with the late stage evolution of the Neapolitan Yellow Tuff (NYT) collapse caldera. The resurgent structure underwent a series of relatively rapid uplifts episodes alternating with unrest periods throughout the Late Pleistocene–Holocene, with a notable phase of subsidence approximately occurring between 2.5 and 1.5 ka. This style of deformation ostensibly controlled the long-term trend of ground deformation of the NYT intracaldera region throughout the Holocene. The resurgent dome is bounded at its periphery by a caldera ring-fault zone, locally characterised by the occurrence of ascending hydrothermal fluids and volcanic/subvolcanic intrusions.

2) Seismic imaging of the submarine slope of Somma-Vesuvius volcanic complex showed the occurrence of diffuse sand wave fields and seafloor instability along the outer shelf, involving the massive pyroclastic flow deposits that formed during the 79 CE eruption of Vesuvius and entered the seawater after destroying the Roman city of Herculaneum.

3) A hummocky region at the seafloor (Montagna Bank) has been documented between the Somma-Vesuvius offshore and the Pozzuoli Bay, ~5 km off the Posillipo hill. The Banco della Montagna was shaped by the dragging and rising up of unconsolidated pumiceous deposits (possibly including reworked material from NYT and Pomici Principali eruptions) from deeper stratigraphic horizons as a consequence of the overpressure associated with the emergence of active fluid vents in the area.

Acknowledgements

This research is dedicated to the memory of our friend Ferenc (Feri) HORVÁTH, who strongly believed in the use of high-resolution single channel reflection seismics as "the tool" for imaging the beauty of the geological architecture of shallow sedimentary strata and structures in areas of the Earth covered by water. We understand he was just right. We will also try to pass on the commitment we learned from him to those we work with and hopefully we will be inspired in that by Feri's unique blend of dedication, competence and humour.

IKB-Seistec reflection seismic data were acquired in 2013 on board of the Research Catamaran "Idrosfera" during Oceanographic cruises Seistec_13, in cooperation with Geomega Ltd, Budapest and the Eötvös University of Budapest. Swath bathymetry and gravity core data used in this study were acquired by the IAMC-CNR, Naples, on board of the R/V Urania and Minerva Uno during a series of oceanographic cruises between 2000 and 2014. Major and trace-element content was analysed by a X-Ray fluorescence spectrometer at DiSTAR, (Napoli University "Federico II").

Financial support to this research was provided by the Programma Operativo Nazionale (PON) — Ricerca e Competitivita' 2007–2013 funded by the Italian Ministry of University and Research — Project MONICA (PON01_01525).

The authors wish to express their sincere thanks to Károly NÉMETH and Orsolya SZTANÓ for their critical comments on the manuscript.

References – Irodalom

ABDELMALAK, M. M., PLANKE, S., FALEIDE, J. I., JERRAM, D. A., ZASTROZHNOV, D., EIDE, S. & MYKLEBUST, R. 2016: The development of volcanic sequences at rifted margins: New insights from the structure and morphology of the Vøring Escarpment, mid-Norwegian Margin. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121/7,** 5212–5236. https://doi.org/10.1002/2015JB012788

ACOCELLA, V. 2010: Evaluating fracture patterns within a resurgent caldera: Campi Flegrei, Italy. — *Bulletin of Volcanology* **72,** 623–638. https://doi.org/10.1007/s00445-010-0347-x

ACOCELLA, V. & FUNICIELLO, R. 2006: Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism. — *Tectonics* **25,** TC2003. https://doi.org/10.1029/2005TC001845

AITKEN, J. F. & HOWELL, J. 1996: High resolution sequence stratigraphy: Innovations, applications and future prospects. — *Geological Society, London, Special Publications* **104,** 374 p. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.104.01.01

AMADIO, G. 1992: La cartografia in forma raster (Cartrograhpy in raster format). — *Bollettino di geodesia e scienze affini* **3,** 227–242.

AMORE, O., BRANCACCIO, L., CIAMPO, G., CINQUE, A., RUSSO F., SGARRELLA, F., TADDEI, E., BARRA, D. & SGROSSO, L. 1988: Ulteriori considerazioni sui depositi marini de <La Starza>, presso Pozzuoli. — *Atti Convegno di ricerca Università di Napoli, Regione Campania, Bradisismo e fenomeni connessi, Rei. Sciencia IV Rendiconti, 200–216, Napoli, 25–26 Marzo 1988.*

ANGKASA, S. S., JERRAM, D. A., MILLETT, J. M., SVENSEN, H. H., PLANKE, S., TAYLOR, R. A., SCHOFIELD, N. & HOWELL, J. 2017: Mafic intrusions, hydrothermal venting, and the basalt-sediment transition: Linking onshore and offshore examples from the North Atlantic igneous province. — *Interpretation-a Journal of Subsurface Characterization* **5/3,** SK83–SK101. https://doi.org/10.1190/INT-2016-0162.1

BARBERI, F., CASSANO, E., LA TORRE, P. & SBRANA, A. 1991: Structural evolution of Campi Flegrei Caldera in light of volcanological and geophysical data. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **48/1–2,** 33–49. https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90031-T

BATTAGLIA, M., TROISE, C., OBRIZZO, F., PINGUE, F. & DE NATALE, G. 2006: Evidence for fluid migration as the source of deformation at Campi Flegrei caldera (Italy). — *Geophysical Research Letter* **33,** L01307. https://doi.org/10.1029/2005GL024904

BELLUCCI, F., MILIA, A., ROLANDI, G. & TORRENTE, M. M. 2006: Structural control on the Upper Pleistocene ignimbrite eruptions in the Neapolitan area (Italy): volcano tectonic faults versus caldera faults. — In: DE VIVO, B. (ed.): *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites.* Amsterdam, Elsevier, Developments in Volcanology 9, 163–180. https://doi.org/10.1016/S1871-644X(06)80022-7

BERRINO, G., CORRADO, G., LUONGO, G. & TORO, B. 1984: Ground deformation and gravity change accompanying the 1982 Pozzuoli uplift. — *Bulletin of Volcanology* **47/2,** 187–200. https://doi.org/10.1007/BF01961548

BISCHOFF, A.P., NICOL, A. & BEGGS, M. 2017: Stratigraphy of architectural elements in a buried volcanic system and implications for hydrocarbon exploration. — *Interpretation* **5/3,** SK141–SK159. https://doi.org/10.1190/INT-2016-0201.1

BODNAR, R.J., CANNATELLI, C., DE VIVO, B., LIMA, A., BELKIN, H. E. & MILIA, A. 2007: Quantitative model for magma degassing and ground deformation (bradyseism) at Campi Flegrei, Italy: Implications for future eruptions. — *Geology* **35/9,** 791–794. https://doi.org/10.1130/G23653A.1

BROCCHINI, D. PRINCIPE, C., CASTRADORI, D. A., LAURENZI, M. & GORLA, L. 2001: Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: Insights from the Trecase 1 well. — *Mineralogy and Petrology* **73,** 67–91. https://doi.org/10.1007/s007100170011

CAPUANO, P., RUSSO, G., CIVETTA, L., ORSI, G., D'ANTONIO, M. & MORETTI, R. 2013: The active portion of the Campi Flegrei caldera structure imaged by 3-D inversion of gravity data. — *Geochemistry Geophysics Geosystems* **14/10,** 4681–4697. https://doi.org/10.1002/ggge.20276

Carlino, S. 2012: The process of resurgence for Ischia Island (southern Italy) since 55 ka: the laccolith model and implications for eruption forecasting. — *Bulletin of Volcanology* **74/5,** 947–961. https://doi.org/10.1007/s00445-012-0578-0

Carr, W. J. & Quinlivan, W. D. 1968: Structure of the Timber Mountain resurgent dome, Nevada Test Site. — *Geological Society of America Memoirs* **110,** 99–108. https://doi.org/10.1130/MEM110-p99

Cassignol, C. & Gillot, P. Y. 1982: Range and effectiveness of unspiked potassium–argon dating: Experimental ground work and application — In: Oodin, G. S. (ed.): *Numerical Dating in Stratigraphy.* J. Wiley and Sons, New York, 160–179.

Catuneanu, O. 2019: Scale in sequence stratigraphy. — *Marine and Petroleum Geology* **106,** 128–159. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.026

Cinque, A., Rolandi, G. & Zamparelli, V. 1985: L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano–tettonica. — *Bollettino della Società Geologica Italiana* **104,** 327–348.

Cioni, R., Bertagnini, A., Santacroce, R. & Andronico, D. 2008: Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): Towards a new classification scheme. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **178,** 331–346. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.04.024

Cole, P. D. & Scarpati, C. 1993: A facies interpretation of the eruption and emplacement mechanisms of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, southern Italy. — *Bulletin of Volcanology* **55,** 311–326. https://doi.org/10.1007/BF00301143

Cole, J. W., Milner, D. M. & Spinks, K. D. 2005: Calderas and caldera structures: a review. — *Earth-Science Review* **69,** 1–26. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004

Conticelli, S., Laurenzi, M.A., Giordano, G., Mattei, M., Avanzinelli, R., Melluso, L., Tommasini, S., Boari, E., Cifelli, F. & Perini, G. 2010: Leucite-bearing (kamafugitic/leucititic) and -free (lamproitic) ultrapotassic rocks and associated shoshonites from Italy: Constraints on petrogenesis and geodynamics. — *Journal of the Virtual Explorer* **36,** https://doi.org/10.3809/jvirtex.2010.00251

Cserkész-Nagy, Á., Thamó-Bozsó, E., Tóth, T. & Sztanó, O. 2012: Reconstruction of a Pleistocene meandering river in East Hungary by VHR seismic images, and its climatic implications. — *Geomorphology* **153–154,** 205–218. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.025

D'Argenio, B., Angelino, A., Aiello, G., de Alteriis, G., Milia, A., Sacchi, M., Tonielli, R., Budillon, F., Chiocci, F., Conforti, A., De Lauro, M., Di Martino, G., d'Isanto, C., Esposito, E., Ferraro, L., Innangi, S., Insinga, D., Iorio, M., Marsella, E., Molisso, F., Morra, V., Passaro, S., Pelosi, N., Porfido, S., Raspini, A., Ruggieri, S., Sarnacchiaro, G., Terranova, C., Vilardo, G. & Violante, C. 2004: Digital elevation model of the Naples bay and adjacent areas, eastern Tyrrhenian Sea. — In: Pasquaré, G., Venturini, C. & Groppelli, G. (eds): *Mapping geology in Italy.* Rome APAT, Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, 21–28.

D'Oriano, C., Poggianti, E., Bertagnini, A., Cioni, R., Landi, P., Polacci, M. & Rosi, M. 2005:Changes in eruptive style during the A.D. 1538 Monte Nuovo eruption (Phlegrean Fields, Italy): The role of syn-eruptive crystallization. — *Bulletin of Volcanology* **67,** 601–621. https://doi.org/10.1007/s00445-004-0397-z

de Alteriis, G., Passaro, S. & Tonielli, R. 2003: New, high-resolution swath bathymetry of Gettysburg and Ormonde Seamounts (Gorringe Bank, eastern Atlantic) and first geological results. — *Marine Geophysical Researches* **24,** 223–244. https://doi.org/10.1007/s11001-004-5884-2

De Astis, G., Pappalardo, L. & Piochi, M. 2004: Procida volcanic history: New insights into the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campania region, Italy). — *Bulletin of Volcanology* **66/7,** 622–641. https://doi.org/10.1007/s00445-004-0345-y

De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., De Gori, P. & Chiarabba, C. 2001: Structure and dynamics of the Somma-Vesuvius volcanic complex. — *Mineralogy and Petrology* **73,** 5–22. https://doi.org/10.1007/s007100170007

De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G., Pappalardo, L., Battaglia, M. & Boschi, E. 2006: The Campi Flegrei caldera: Unrest mechanisms and hazards. — *Geological Society, London, Special Publication* **269,** 25–45. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.269.01.03

De Natale, G., Troise, C., Mark, D., Mormone, A., Piochi, M., Di Vito, M., A., Isaia, R., Carlino, S., Barra, D. & Somma, R. 2016: The Campi Flegrei Deep Drilling Project (CFDDP): New insight on caldera structure, evolution and hazard implications for the Naples area (Southern Italy). — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **17,** 4836–4847. https://doi.org/10.1002/2015GC006183

de Vita, S., Orsi, G., Civetta, L., Carandente, A., D'Antonio, M., Deino, A., di Cesare, T., Di Vito, M.A., Fisher, R.V., Isaia, R., Marotta, E., Necco, A., Ort, M., Pappalardo, L., Piochi, M. & Southon, J. 1999: The Agnano–Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **91,** 269–301. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00039-6

De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P. B., Calvert, A., Bohrson, W. A., Spera, F. J. & Belkin, H. E. 2001: New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). — *Mineralogy and Petrology* **73/1–3,** 47–65. https://doi.org/10.1007/s007100170010

Deino, A.L., Orsi, G., de Vita, S. & Piochi, M. 2004: The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera, Italy) assessed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating method. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **133/1–4,** 157–170. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00396-2

Dello Iacono, D., Zollo, A., Vassallo, M., Vanorio, T. & Judenherc, S. 2009: Seismic images and rock properties of the very shallow structure of Campi Flegrei caldera (southern Italy). — *Bulletin of Volcanology* **71,** 275–284. https://doi.org/10.1007/s00445-008-0222-1

Di Capua, A. & Groppelli, G. 2018: The riddle of volcaniclastic sedimentation in ancient deep-water basins: A discussion. — *Sedimentary Geology* **378,** 52–60. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.05.008

Di Renzo, V., Di Vito, M. A., Arienzo, I., Carandente, A., Civetta, L., D'Antonio, M., Giordano, F., Orsi, G. & Tonarini, S. 2007: Magmatic history of Somma-Vesuvius on the basis of new geochemical and isotopic data from a deep borehole (Camaldoli della Torre). — *Journal of Petrology* **48,** 753–784. https://doi.org/10.1093/petrology/egl081

Di Renzo, V., Arienzo, I., Civetta, L., D'Antonio, M., Tonarini, S., Di Vito, M. A. & Orsi, G. 2011: The magmatic feeding system of the Campi Flegrei caldera: Architecture and temporal evolution. — *Chemical Geology* **281,** 227–241. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.010

Di Vito, M.A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J., De Vita, S., D'Antonio, M., Pappalardo, L. & Piochi, M. 1999: Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei Caldera (Italy). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **91/2–4,** 221–246. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00037-2

Doglioni, C. 1991: A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subsections-possible applications to the Tyrrhenian-Appennines system. — *Terra Nova* **3,** 423–434. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00172.x

Dvorak, J. J. & Berrino, G. 1991: Recent ground movement and seismic activity in Campi Flegrei, southern Italy: episodic growth of a resurgent dome. — *Journal of Geophysical Research* **96,** 2309–2323. https://doi.org/10.1029/90JB02225

Dvorak, J. & Mastrolorenzo, G. 1991: The mechanisms of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy. — *Special Paper Geological Society of America* **263,** 1–54. https://doi.org/10.1130/SPE263

Emery, K. O. 1974: Pagoda structures in marine sediments. — In: Kaplan, I. R. (ed.): *Natural gases in marine sediments.* New York, Plenum, 309–317. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-2757-8_18

Faccenna, C., Mattei, M., Funiciello, R. & Jolivet, L. 1997: Styles of back-arc extension in the central Mediterranean. — *Terra Nova* **9,** 126–130. https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1997.d01-12.x

Fedele, L., Insinga, D. D., Calvert, A. T., Morra, V., Perrotta, A. & Scarpati, C. 2011: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): Toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity. — *Bulletin of Volcanology* **73/9,** 1323–1336. https://doi.org/10.1007/s00445-011-0478-8

Fedele, L., Scarpati, C., Sparice, D., Perrotta, A. & Laiena, F. 2016: A chemostratigraphic study of the Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei, Italy): insights on magma chamber withdrawal and deposit accumulation as revealed by compositionally zoned stratigraphic and facies framework. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **324,** 105–117. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.019

Ferranti, L., Oldow, J. S. & Sacchi, M. 1996: Pre-Quaternary orogen-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy. — *Tectonophysics* **260/4,** 325–347. https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00209-X

Florio, G., Fedi, M., Cella, F. & Rapolla, A. 1999: The Campanian Plain and Phlegrean Fields: structural setting from potential field data. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **91,** 361–379. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00044-X

Fraccascia, S., Chiocci, F. L., Scrocca, D. & Falese, F. 2013: Very high-resolution seismic stratigraphy of Pleistocene eustatic minima markers as a tool to reconstruct the tectonic evolution of the northern Latium shelf (Tyrrhenian Sea, Italy). — *Geology* **41,** 375–378. https://doi.org/10.1130/G33868.1

Freundt, A. 2003: Entrance of hot pyroclastic flows into the sea: Experimental observations. — *Bulletin of Volcanology* **65,** 144–164. https://doi.org/10.1007/s00445-002-0250-1

García, M., Lobo, F. J., Maldonado, A., Hernández-Molina, F. J., Bohoyo, F. & Pérez, L. F. 2016: High-resolution seismic stratigraphy and morphology of the Scan Basin contourite fan, southern Scotia Sea, Antarctica, — *Marine Geology* **378,** 361–373. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.01.011

Hernández-Molina, F. J., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F. J., Somoza, L., Díaz del Río, V. & Alveirinho Dias, J. M. 2000: The infralittoral prograding wedge: a new largescale progradational sedimentary body in shallow marine environments. — *Geomarine Letters* **20,** 109–117. https://doi.org/10.1007/s003670000040

Horváth, F., Berckhemer, H. & Stegena, L. 1981: Models of Mediterranean Back-Arc Basin Formation. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A – Mathematical Physical and Engineering Sciences* **300/1454,** 383–402. https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0071

Hunt, D. & Tucker, M. E. 1992: Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. — *Sedimentary Geology* **81,** 1–9. https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90052-S

Insinga, D. 2003: Tephrostratigrapy of the upper Quaternary deposits of the Campania coastal zone (Tefrostratigrafia dei depositi tardoquaternari della fascia costiera campana). — PhD Thesis, Università degli Studi di Napoli Federico II, 202 p.

Insinga, D., Calvert, A. T., Lanphere, M. A., Morra, V., Perrotta, A., Sacchi, M., Scarpati, C., Saburomaru, J. & Fedele, L. 2006: The Late-Holocene evolution of the Miseno area (southwestern Campi Flegrei) as inferred by stratigraphy, petrochemistry and 40Ar/39Ar geochronology. — In: De Vivo, B. (ed.): *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites.* Developments in Volcanology 9, Elsevier, 97–124. https://doi.org/10.1016/S1871-644X(06)80020-3

Insinga, D., Molisso, F., Lubritto, C., Sacchi, M., Passariello, I. & Morra, V. 2008: The proximal marine record of Somma-Vesuvius volcanic activity in the Naples and Salerno bays, Eastern Tyrrhenian Sea, during the last 3 kyrs. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177,** 170–186. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.011

Insinga, D. D., Tamburrino, S., Lirer, F., Vezzoli, L., Barra, M., De Lange, G. L., Tiepolo, M., Vallefuoco, M., Mazzola, S. & Sprovieri, M. 2014: Tephrocronology of the astronomically-tuned KC01B deep-sea core, Ionian Sea insights into the explosive activity of the Central Mediterranean during the last 200 ka. — *Quaternary Science Reviews* **85,** 63–84. https://doi.org/10.1016/ j.quascirev.2013.11.019

International Hydrographic Organization (IHO) 2008: IHO Standards for Hydrographic Surveys. — *Special Publication* **44,** International Hydrographic Bureau: Monaco, 28.

Isaia, R., D'Antonio, M., Dell'Erba, F., Di Vito, M. & Orsi, G. 2004: The Astroni volcano: the only example of closely spaced eruptions in the same vent area during the recent history of the Campi Flegrei caldera (Italy). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **133/1–4,** 171–192. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00397-4

Jolivet, L., Faccenna, C. & Piromallo, C. 2009: From mantle to crust: Stretching the Mediterranean, — *Earth and Planetary Science Letter* **285/1–2,** 198–209. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.017

Judenherc, S. & Zollo, A. 2004: The Bay of Naples (Southern Italy): constraints on the volcanic structures inferred from a dense seismic survey. — *Journal of Geophysical Research* **109,** B10312. https://doi.org/10.1029/2003JB002876

Jutzeler, M., Manga, M., White, J. D. L., Talling, P. J., Proussevitch, A. A., Watt, S. F. L., Cassidy, M., Taylor, R. N., Le Friant, A. & Ishizuka, O. 2017: Submarine deposits from pumiceous pyroclastic density currents traveling over water: An outstanding example from offshore Montserrat (IODP 340). — *Geological Society of America Bulletin* **129/3–4,** 392–414. https://doi.org/10.1130/B31448.1

Komuro, H. 1987: Experiments on cauldron formation: A polygonal cauldron and ring fractures. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **31/1–2,** 139–149. https://doi.org/10.1016/0377-0273(87)90011-4

Le Friant, A., Deplus, C., Boudon, G., Sparks, R. S. J., Trofimovs, J. & Talling, P. 2009: Submarine deposition of volcaniclastic material from the 1995-2005 eruptions of Soufriere Hills volcano, Montserrat. — *Journal of the Geological Society* **166,** 171–182. https://doi.org/10.1144/0016-76492008-047

Lericolais, G., Allenou, J. P., Berne, S. & Morgan, P. 1990: A new system for acquisition and processing of very high-resolution seismic reflection data. — *Geophysics* **55/8,** 1036–1046. https://doi.org/10.1190/1.1442916

Lima, A., De Vivo, B., Spera, F. J., Bodnar, R. J., Milia, A., Nunziata, C., Belkin, H. E. & Cannatelli, C. 2009: Thermodynamic model for uplift and deflation episodes (bradyseism) associated with magmatic–hydrothermal activity at the Campi Flegrei (Italy). — *Earth-Science Review*s **97,** 44–58. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.001

Lipman, P. W. 1997: Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry. — *Bulletin of Volcanology* **59/3,** 198–218. https://doi.org/10.1007/s004450050186

Lirer, L., Luongo, G. & Scandone, R. 1987: On the volcanological evolution of Campi Flegrei. — *Eos Transactions American Geophysical Union* **68,** 226–234. https://doi.org/10.1029/EO068i016p00226

Loeblich, A. R. & Tappan, H. 1988: *Foraminiferal Genera and their Classification.* — Van Nostrand Reinhold, New York, 970 p.

Lucchi, F., Tranne, C. A., Calanchi, N., Pirazzoli, P. A., Romagnoli, C., Radtke, U., Reyss, J. L. & Rossi, P. L. 2004: Late-Quaternary ancient shorelines at Lipari (Aeolian Islands): stratigraphical constraints to reconstruct geological evolution and vertical movements. — *Quaternary International* **115,** 105–115. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00100-9

Lucchi, F., Tranne, C. A., Calanchi, N., Rossi, P. L. & Keller, J. 2007: The stratigraphic role of marine deposits in the geological evolution of the Panarea volcano (Aeolian Islands, Italy). — *Journal of the Geological Society* **164,** 983–996. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-135

Lucchi, F. 2009: Late-Quaternary terraced marine deposits as tools for wide-scale correlation of unconformity-bounded units in the volcanic Aeolian archipelago (southern Italy). — *Sedimentary Geology* **216/3–4,** 158–178. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.03.003

Lucchi, F. 2019: On the use of unconformities in volcanic stratigraphy and mapping: Insights from the Aeolian Islands (southern Italy). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.014

Malinverno, A. & Ryan, W. B. F. 1986: Extension on the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as results of arc migration driven by sinking of the lithosphere. — *Tectonics* **5,** 227–245. https://doi.org/10.1029/TC005i002p00227

Manville, V., Németh, K. & Kano, K. 2009: Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcaniclastic processes, deposits, and hazards. — *Sedimentary Geology* **220,** 136–161. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.022

Marino, C. 2018: Volcano-tectonic movements in the Campi Flegrei resurgent caldera during the last 10 ky based on high-resolution seismic profile analysis in the Pozzuoli Bay. — Master's thesis, University of Naples Federico II, Naples, Italy, 86 p.

Martí, J., Groppelli, G. & Brum da Silveira, A. 2018: Volcanic stratigraphy: A review. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **357,** 68–91. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006

Marturano, A., Isaia, R., Aiello, G. & Barra, D. 2018: Complex Dome Growth at Campi Flegrei Caldera (Italy) in the Last 15 ka. — *Journal of Geophysical Research*: *Solid Earth.* https://doi.org/10.1029/2018JB015672

McGee, T. 1995: High-resolution marine reflection profiling for engineering and environmental purposes. Part A: Acquiring analogue seismic signals. — *Journal of Applied Geophysics* **33,** 271–285. https://doi.org/10.1016/0926-9851(95)90046-2

McGee, T. 2000: High-resolution seismic profiling on water. — *Annals of Geophysics* **43/6,** 1045–1073. https://doi.org/10.4401/ag-3688

Melluso, L., Morra, V., Brotzu, P., Razafiniparany, A., Ratrimo, V. & Razafimahatratra, D. 1997: Geochemistry and Sr-isotopic composition of the late cretaceous flood basalt sequence of northern Madagascar: Petrogenetic and geodynamic implications. — *Journal of African Earth Sciences* **24/3,** 371–390. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00050-X

Milia, A. 1999: The geomorphology of Naples Bay continental shelf (Italy). — *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* **22/1,** 73–78.

Milia, A. 2010: The stratigraphic signature of volcanism off Campi Flegrei (Bay of Naples, Italy). — *Special Paper of the Geological Society of America* **464,** 155–170. https://doi.org/10.1130/2010.2464(08)

Milia, A. & Torrente, M.M. 2000: Fold uplift and synkinematic stratal architectures in a region of active transtensional tectonics and volcanisms, Eastern Tyrrhenian Sea. — *Bulletin of the Geological Society of America* **112/10,** 1531–1542. https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1531:FUASSA>2.0.CO;2

Milia, A., Torrente, M. M. & Zuppetta, A. 2003: Debris avalanches offshore of Somma–Vesuvius volcano, Italy: implications for volcanic hazard evaluation. — *Journal of the Geological Society, London* **160,** 309–317. https://doi.org/10.1144/0016-764902-045

Milia, A., Molisso, F., Raspini, A., Sacchi, M. & Torrente, M. M. 2008: Syneruptive features and sedimentary processes associated with pyroclastic currents entering the sea: the AD 79 eruption of Vesuvius, Bay of Naples, Italy. — *Journal of the Geological Society, London* **165,** 839–848. https://doi.org/10.1144/0016-76492007-110

Molisso, F., Insinga, D., Marzaioli, F., Sacchi, M. & Lubritto, C. 2010: Radiocarbon dating versus volcanic event stratigraphy: Age modelling of Quaternary marine sequences in the coastal region of the Eastern Tyrrhenian Sea. — *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268/7–8,** 1236–1240. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.10.142

Mosher, D. C. & Simpkin, P. G. 1999: Environmental marine geoscience l. Status and trends of marine high-resolution seismic reflection profiling: Data acquisition. — *Geoscience Canada* **26/4,** 174–188. https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/4024

Natale, J. 2018: Structural frame and volcano-tectonic evolution of the Campi Flegrei resurgent dome in the Pozzuoli bay during the last 10 kys based on high-resolution seismic profiles analysis. — Master's thesis, University of Naples Federico II, Naples, Italy, 104 p.

Németh, K., Cronin, S. J., Stewart, R. B. & Charley, D. 2009: Intra- and extra-caldera volcaniclastic facies and geomorphic characteristics of a frequently active mafic island-arc volcano, Ambrym Island, Vanuatu. — *Sedimentary Geology* **220/3–4,** 256–270. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.019

Németh, K. & Palmer, J. 2018: Geological mapping of volcanic terrains: Discussion on concepts, facies models, scales, and resolutions from New Zealand perspective. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. https://doi.org/10.1016/ j.jvolgeores.2018.11.028

Oldow, L.S., D'Argenio, B., Ferranti, L., Pappone, G., Marsella, E. & Sacchi, M. 1993: Large-scale longitudinal extension in the southern Apennines contractional belt, Italy. — *Geology* **21/12,** 1123–1126. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<1123:LSLEIT>2.3.CO;2

Orsi, G., D'Antonio, M., De Vita, S. & Gallo, G. 1992: The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **53/1–4,** 275–287. https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90086-S

Orsi, G., De Vita, S. & Di Vito, M. 1996: The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **74,** 179–214. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00063-7

Orsi, G., Civetta, L., Del Gaudio, C., De Vita, S., Di Vito, M. A., Isaia, R., Petrazzuoli, S. M., Ricciardi, G. P. & Ricco, C. 1999: Short-term ground deformations and seismicity in the resurgent Campi Flegrei caldera (Italy): An example of active block-resurgence in a densely populated area. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **91/2–4,** 415–451. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00050-5

Paoletti, V., D'Antonio, M. & Rapolla, A. 2013: The structural setting of the Ischia Island (Phlegrean Volcanic District, Southern Italy): Inferences from geophysics and geochemistry. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **249,** 155–173. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.002

Paoletti, V., Passaro, S., Fedi, M., Marino, C., Tamburrino, S. & Ventura, G. 2016: Sub-circular conduits and dikes offshore the Somma-Vesuvius volcano revealed by magnetic and seismic data. — *Geophysical Research Letters* **43/18,** 9544–9551. https://doi.org/10.1002/2016GL070271

Pappalardo, L., Civetta, L., D'Antonio, M., Deino, A.L., Di Vito, M.A., Orsi, G., Caradente, A., De Vita, S., Isaia, R. & Piochi, M. 1999: Chemical and Sr-isotopical evolution of the Phlegraean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **91,** 141–166. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00033-5

Passaro, S., Barra, M., Saggiomo, R., Di Giacomo, S., Leotta, A., Uhlen, H. & Mazzola, S. 2013: Multi-resolution morpho-bathymetric survey results at the Pozzuoli-Baia underwater archaeological site (Naples, Italy). — *Journal of Archaeological Science* **40/2,** 1268–1278. https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.09.035

Passaro, S., Genovese, S., Sacchi, M., Barra, M., Rumolo, P., Tamburrino S., Mazzola, S., Basilone, G., Placenti, F., Aroica, S. & Bonanno, A. 2014: First hydroacoustic evidence of marine, active fluid vents in the Naples Bay continental shelf (Southern Italy). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **285,** 29–35. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.001

Passaro, S., Tamburrino, S., Vallefuoco, M., Gherardi, S., Sacchi, M. & Ventura, G. 2016: High-resolution morpho-bathymetry of the Gulf of Naples, Eastern Tyrrhenian Sea. — *Journal of Maps* **12,** 203–210. https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1191385

Passaro, S., Tamburrino, S., Vallefuoco, M., Tassi, F., Vaselli, O., Giannini, L., Chiodini, G., Caliro, S., Sacchi, M., Rizzo, A. L. & Ventura, G. 2016: Seafloor doming driven by degassing processes unveils sprouting volcanism in coastal areas. — *Scientific Reports* **6,** 22448. https://doi.org/10.1038/srep22448

Passaro, S., Sacchi, M., Tamburrino, S. & Ventura, G. 2018: Fluid vents, flank instability, and seafloor processes along the submarine slopes of the somma-vesuvius volcano, Eastern Tyrrhenian margin. — *Geosciences* **8/2,** p. 60. https://doi.org/10.3390/ geosciences8020060

Patacca, E., Sartori, R. & Scandone, P. 1990: Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times. — *Memorie Società Geologica Italiana* **45,** 425–451.

Patruno, S. & Helland-Hansen, W. 2018: Clinoforms and clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. — *Earth-Science Reviews* **185,** 202–233. https://doi.org/ 10.1016/j.earscirev.2018.05.016

Peccerillo, A. 2005: *Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, geochemistry, geodynamics.* — Springer, Berlin, Heidelberg, 365 p. https://doi.org/10.1007/3-540-29092-3

Pérès, J. M. & Picard, J. 1964: Nouveau manual de Bionomie benthique de la Mer Méditerranée. — *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume* **47/31,** 3–137.

Pepe, F., Ferranti, L., Sacchi, M., Bertotti, G., Collura, A. M. & Sulli, A. 2014: Pattern and rate of post-20 ka vertical tectonic motion around the Capo Vaticano Promontory (W Calabria, Italy) based on offshore geomorphological indicators. — *Quaternary International*. http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.012.

Perrotta, A., Scarpati, C., Luongo, G. & Morra, V. 2010: Stratigraphy and volcanological evolution of Campi Flegrei and Procida island, Italy. — In: Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas. *Geological Society of America Special Papers* **464,** 185–189. https://doi.org/10.1130/2010.2464(09)

Planke, S., Symonds, P. A., Alvestad, E. & Skogseid, J. 2000: Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **105(B8),** 19335–19351. https://doi.org/10.1029/ 1999JB900005

Planke, S., Millett, J. M., Maharjan, D., Jerram, D. A., Abdelmalak, M. M., Groth, A., Hoffmann, J., Berndt, C. & Myklebust, R. 2017: Igneous seismic geomorphology of buried lava fields and coastal escarpments on the Vřring volcanic rifted margin. — *Interpretation a Journal of Subsurface Characterization* **5/3,** SK161–SK177. https://doi.org/10.1190/INT-2016-0164.1

Pope, E. L., Jutzeler, M., Cartigny, M. J. B., Shreeve, J., Talling, P. J., Wright, I. C. & Wysoczanski, R .J. 2018: Origin of spectacular fields of submarine sediment waves around volcanic islands. — *Earth and Planetary Science Letters* **493,** 12–24. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.020

Principe, C., Tanguy, J. C., Arrighi, S., Paiotti, A., Goff, M. L. & Zoppi, U. 2004: Chronology of Vesuvius' activity from A.D. 79 to 1631 based on archeomagnetism of lavas and historical sources. — *Bulletin of Volcanology* **66/8,** 703–724. https://doi.org/10.1007/s00445-004-0348-8

Reijenstein, H., Posamentier, H. & Bhattacharya, J. 2011: Seismic geomorphogy and high-resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of Thailand. — *AAPG Bulletin* **95,** 1959–1990. https://doi.org/10.1306/03151110134

Rolandi, G. 1998: The eruptive history of Somma-Vesuvius. — In: Cortini, M. & De Vivo, B. (ed.): *Volcanism and Archaeology of the Mediterranean Area.* Research Signpost, Trivandrum, India. 77–88.

Rolandi, G., Bellucci, F., Heizler, M. T., Belkin, H. E. & De Vivo, B. 2003: Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy. — *Mineralogy and Petrology* **79/1–2,** 3–31. https://doi.org/10.1007/s00710-003-0014-4

Romagnoli, C., Casalbore, D., Ricchi, A., Lucchi, F., Quartau, R., Bosman, A., Tranne, C. A. & Chiocci, F. L. 2018: Morpho-bathymetric and seismo-stratigraphic analysis of the insular shelf of Salina (Aeolian archipelago) to unveil its Late-Quaternary geological evolution. — *Marine Geology* **395,** 133–151. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.10.003

Rosi, M. & Sbrana, A. 1987: *The Phlegrean Fields*. — C.N.R. Quaderni de "La ricerca scientifica", 175 p.

Rosi, M., Principe, C. & Vecchi, R. 1993: The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **58/1–4,** 151–182. https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90106-2

Sacchi, M., Infuso, S. & Marsella, E. 1994: Late Pliocene – Early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (Eastern Tyrrhenian Sea). — *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* **36,** 141–144, 469–482.

Sacchi, M., Tonielli, R., Dövényi, P., Horváth, F., Magyari, O., Cserny, T., McGee, T. M. & Mirabile, L. 1998: Seismic stratigraphy of the Late Miocene sequence beneath Lake Balaton, Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **41/1,** 63–88.

Sacchi, M., Horváth, F. & Magyari, O. 1999: Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian Basin, Hungary. — *Geological Society, London, Special Publication* **156,** 357–390. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.17

Sacchi, M., Insinga, D., Milia, A., Molisso, F., Raspini, A.,Torrente, M. M. & Conforti, A. 2005: Stratigraphic signature of the Vesuvius 79 AD event off the Sarno prodelta system, Naples Bay. — *Marine Geology* **222–223,** 443–469. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.014

Sacchi, M., Alessio, G., Aquino, I., Esposito, E., Molisso, F., Nappi, R., Porfido, S. & Violante, C. 2009: Risultati preliminari della campagna oceanografica CAFE_07 – Leg 3 nei Golfi di Napoli e Pozzuoli, Mar Tirreno Orientale. — *Quaderni di Geofisica* **64,** 3–26.

Sacchi, M., Pepe, F., Corradino, M., Insinga, D. D., Molisso, F. & Lubritto, C. 2014: The Neapolitan Yellow Tuff caldera offshore the Campi Flegrei: Stratal architecture and kinematic reconstruction during the last 15ky. — *Marine Geology* **354,** 15–33. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.04.012

Santacroce, R. 1987: Somma-Vesuvius. — *CNR Quaderni de "La Ricerca Scientifica"* **114/8,** p. 251.

Santacroce, R., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Donahue, D. J. & Joron, J. L. 2008: Age and whole rocks-glass composition of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Vesuvius: a review as a tool for distal tephrostratigraphy. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177,** 1–8. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.009

Scandone, R., Bellucci, F., Lirer, L. & Rolandi, G. 1991: The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy) — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **48,** 1–31. https://doi.org/10.1016/0377-0273(91)90030-4

Scarpati, C., Cole, P. & Perrotta, A. 1993: The Neapolitan Yellow Tuff — a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy. — *Bulletin of Volcanology* **55,** 343–356. https://doi.org/10.1007/BF00301145

Scarpati, C. & Perrotta, A. 2012: Erosional characteristics and behavior of large pyroclastic density currents. — *Geology* **40/11,** 1035–1038. https://doi.org/10.1130/G33380.1

Scarpati, C., Perrotta, A., Lepore, S. & Calvert, A. 2013: Eruptive history of Neapolitan volcanoes: Constraints from 40Ar-39Ar dating. — *Geological Magazine* **150/3,** 412–425. https://doi.org/10.1017/S0016756812000854

Schneider, J. L., Le Ruyet, A., Chanier, F., Buret, C., Ferriere, J., Proust, J. N. & Rosseel, J. B. 2001: Primary or secondary distal volcaniclastic turbidites: how to make the distinction? An exam ple from the Miocene of New Zealand (Mahia Peninsula, North Island), — *Sedimentary Geology* **145/1–2,** 1–22. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00108-7

Schneider, J. L., Pérez, F. J. P., Gimeno, D., Wassmer, P., Cabrera, M. & Carracedo, J. C. 2004: Sedimentary signatures of the entrance of coarse-grained volcaniclastic flows into the sea: The example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio–Pliocene, Gran Canaria, Eastern Atlantic, Spain). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **138,** 295–323. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.007

Schreilechner, M. G. & Eichkitz, C. 2015: High Resolution Seismic Reflection in Geotechnical and Hydrogeological Applications. *International Conference on Engineering Geophysics 2015,* 4 p. https://doi.org/10.1190/iceg2015-003

Schwab, W. C., Denny, J. F., Foster, D. S., Lotto, L. L., Allison, M. A., Uchupi, E., Danforth, W. W., Swift, B. A., Thieler, E. R. & Butman, B. 2003: High Resolution Quaternary Seismic Stratigraphy of the New York Bight Continental Shelf. — *U.S. Geological Survey Open-File Report* **2002-152.** https://doi.org/10.3133/ofr2002152

Segschneider, B., Landis, C. A., Manville, V., White, J. D. L. & Wilson, C. J. N. 2002: Environmental response to a large, explosive rhyolite eruption: sedimentology of post-1.8 ka pumice-rich Taupo volcaniclastics in the Hawke's Bay region, New Zealand. — *Sedimentary Geology* **150/3–4,** 275–299. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00200-7

Sevink, J., van Bergen, M. J., van der Plicht, J., Feiken, H., Anastasia, C. & Huizinga, A. 2011: Robust date for the Bronze Age Avellino eruption (Somma-Vesuvius): 3945±10 calBP (1995±10 cal BC). — *Quaternary Science Reviews* **30/9–10,** 1035–1046. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.02.001

Sgarrella, F. & Moncharmont Zei, M. 1993: Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): Systematics and autoecology. — *Bollettino della Societŕ Paleontologica Italiana* **32,** 145–264.

Simpkin, P. G. & Davis, A. 1993: For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. — *Sea Technology* **34/9,** 21–28.

Smith, R. L. & Bailey, R. A. 1968: Resurgent cauldrons. — *Geological Society of America Memoirs* **116,** 613–662.

Smith, V., Isaia, R. & Pearce, N. J. G. 2011: Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: Implications for eruption history and chronostratigraphic markers. — *Quaternary Science Reviews* **30/25,** 3638–3660. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.012

Slootman, A., Cartigny, M. J. B. & Vellinga, A. J. 2019: Build-up-and-fill structure: The depositional signature of strongly aggradational chute-and-pool bedforms. — *Marine and River Dune Dynamics* – MARID VI. 213–218.

Somma, R., Iuliano, S., Matano, F., Molisso, F., Passaro, S., Sacchi, M., Troise, C. & De Natale, G. 2016: High-resolution morpho-bathymetry of Pozzuoli Bay, southern Italy. — *Journal of Maps* **12/2,** 222–230. https://doi.org/10.1080/17445647.2014.1001800

Steinmann, L., Spiess, V. & Sacchi, M. 2016: The Campi Flegrei caldera (Italy): formation and evolution in interplay with sea-level variations since the Campanian Ignimbrite eruption at 39 ka. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **327,** 361–374. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.001

Steinmann, L., Spiess, V. & Sacchi, M. 2018: Post-collapse evolution of a coastal caldera system: Insights from a 3D multichannel seismic survey from the Campi Flegrei caldera (Italy). — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **349,** 83–98. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.023

Trofimovs, J., Foster, C., Sparks, R. S. J., Loughlin, S., Le Friant, A., Deplus, C., Porritt, L., Christopher, T., Luckett, R., Talling, P. J., Palmer, M. R. & Le Bas, T. 2012: Submarine pyroclastic deposits formed during the 20th May 2006 dome collapse of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. — *Bulletin of Volcanology* **74/2,** 391–405. https://doi.org/10.1007/s00445-011-0533-5

Vail, P. R. 1987: Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy: Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. — *AAPG Studies in Geology* **27/1,** 1–10.

Ventura, G., Passaro, S., Tamburrino, S., Vallefuoco, M. & Sacchi, M. 2016: A model-estimation of gas overpressure in gas saturated layers in a volcanic setting: a case study from the Banco della Montagna (Naples Bay, Italy). — *Proceedings of the 1st IMEKO TC-4 International Workshop on Metrology for Geotechnics (Benevento, Italy, March 17–18, 2016),* 313–317.

Visnovitz, F., Horváth, F., Fekete, N. & Spiess, V. 2015a: Strike-slip tectonics in the Pannonian basin based on seismic surveys at Lake Balaton. — *International Journal of Earth Sciences* **104/8,** 2273–2285. https://doi.org/10.1007/s00531-015-1179-x

Visnovitz, F., Bodnár, T., Tóth, Zs., Spiess, V., Kudó, I., Timár, G. & Horváth, F. 2015b: Seismic expressions of shallow gas in the lacustrine deposits of Lake Balaton, Hungary. — *Near Surface Geophysics 13,* 433–446. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2015026

Wohletz, K., Orsi, G. & De Vita, S. 1995: Eruptive mechanism of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical and granulometric data. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **67,** 263–290. https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00002-C

Zecchin, M. & Catuneanu, O. 2013: High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. — *Marine and Petroleum Geology* **39,** 1–25. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015

Zecchin, M., Baradello, L., Brancolini, G., Donda, F., Rizzetto, F. & Tosi, L. 2008: Sequence stratigraphy based on high-resolution seismic profiles in the late Pleistocene and Holocene deposits of the Venice area. — *Marine Geology* **253/3–4,** 185–198. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.05.010

Manuscript recieved: 22/05/2019

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/4, 395–400., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.395

A Föld alakja és a geodinamika — az ELTE Geofizikai Tanszékén az 1960-as években végzett műholdas Doppler-mérések és jelentőségük áttekintése

Timár Gábor[1,*], Ferencz Csaba[1], Drahos Dezső[1], Ádám József[2,**], Molnár Gábor[3]

[1]ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, timar@caesar.elte.hu, csaba@sas.elte.hu, drahos@pangea.elte.hu
[2]BME Általános és Felsőgeodézia Tanszék, jadam@sci.fgt.bme.hu
[3]MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, molnar@sas.elte.hu
[*]orcid: 0000-0001-9675-6192
[**]orcid: 0000-0002-0006-2661

Shape of the Earth and geodynamics — overview of the satellite Doppler measurements at the Department of Geophysics of ELTE in the 1960s and their importance

Abstract

The Hungarian Doppler geodesy satellite measurements have been started in the end of 1960s, as a cooperation of the newly founded Space Research Group (first in the Technical University of Budapest, then at the Department of Geophysics of the ELTE Eötvös University), with significant contribution of students. The goal of these studies was to determine coordinates of distinct terrain points in an Earth-centered Earth-fixed geodetic coordinate system. The accuracy of the coordinate determination was in the same range as the locating of the control stations of the American space programs in the Mercury datum. This project was the kickoff of the research career of Frank Horváth. We also show, how the satellite geodesy contributed even in this early period to the understanding the dynamic structure of the planet Earth.

Keywords: satellite geodesy, positioning, shape of the Earth, geodynamics, Doppler measurements

Összefoglalás

Az 1960-as évek végén az Budapesti Műszaki Egyetemen megalakult, majd Ferencz Csaba munkahelyváltásával az ELTE Geofizikai Tanszékén működő Űrkutató Csoport bázisán, nagyrészt diákköri munka keretében kezdődtek meg a hazai műholdas Doppler-geodéziai mérések, melyek célja földfelszíni pontoknak a Föld tömegközéppontjához rögzített koordináta-rendszerben történő helymeghatározása volt, műholdas jelek vételével. A jelen munkában összefoglalt kutatás eredményeként a mérési pontok helymeghatározásának pontossága ugyanabba a nagyságrendbe esett és alig maradt el a NASA által ugyanebben az évtizedben az amerikai űrprogram földi követőállomásainak hasonló módszerrel elvégzett helymeghatározásához képest. Ez a munka jelentette Horváth Ferenc kutatói pályafutásának kezdetét. Cikkünk végén bemutatjuk, hogy a műholdas geodézia már ebben az időszakban is kapcsolódott a Föld dinamikai szerkezetének megértéséhez.

Kulcsszavak: műholdas geodézia, helymeghatározás, földalak, geodinamika, Doppler-mérések

Bevezetés

Földünk alakja a tudomány hajnala óta annak egyik legfontosabb kérdése. Míg a gömb alak igen jó közelítésnek bizonyult, már Newton (1687) és Huygens (1690) érvelésében felmerült, majd a 18. században nyilvánvalóvá vált, hogy ez bármennyire egyszerű és érthető közelítés, számos gyakorlati alkalmazás számára túlságosan durva modellt jelent. Némi bizonytalanság után a sarkoknál lapult forgási ellipszoid vált az elfogadott nézetté. Ez az alakmodell vált uralkodóvá a 19. században a geodézia, a térképészet, a navigáció és bizonyos fizikai alkalmazások számára is. Mindazonáltal már a 18. században felmerült az a gondolat, hogy az ellipszoid sem pontos, hanem csak közelítő modell (Maire & Boscovich 1760, Condillac 1775). Végül az ellipszoid méretének meghatározására világszerte elvégzett mérésekben mutatkozó eltérések elemzésével Gauss (1828) mutatott rá, hogy a Föld nehézségi erőterének potenciálfelületei — így a szabad vízfelületek, vagyis a tengerszint is — lényegesen összetettebb alakot vesznek fel, amely meglepően jó közelítéssel forgási ellipszoid, de mégsem teljesen az. A középtengerszint által megadott szintfelületnek — és ennek elvi, szárazföldek alatti folytatásának — Listing (1872) a „geoid" nevet adta.

A geoid azonban valójában igen bonyolult, a Föld belső, nagy vonalakban szabályos, de lokálisan e szabályoktól eltérő

tömegeloszlása által megszabott forma. Annyira bonyolult, hogy minél pontosabb közelítése mindmáig kihívást jelent a felsőgeodézia, a geofizika, e tudományokon belül pedig a gravimetria számára (BIRÓ et al. 2013) . Sem a térképészetben, sem a geológiai-geofizikai térképészetben és adatgyűjtésben nem merült fel az a lehetőség, hogy a geoidot magát alapfelületként alkalmazzuk. A térképi ábrázolások, a különböző térképi vetületek alapfelületeként mindmáig továbbra is a forgási ellipszoidot használjuk. Amikor egy tereptárgy földrajzi szélességét és hosszúságát egy térképről vagy a GPS kijelzőjéről leolvassuk, ezen adatok valamilyen forgási ellipszoidon értelmezettek. Aki pedig valaha összevetette egy tereptárgy papírtérképről leolvasott és GPS-szel mért ellipszoidi koordinátáit, észrevehette, hogy azok többé-kevésbé szisztematikusan eltérnek egymástól, az eltérés pedig több szögmásodperc nagyságrendű lehet, vagyis metrikus értelemben több tíz vagy akár több száz métert is elérhet. Ez nem hiba, hanem pontosan az ellipszoidi közelítés eredménye. De hogy lehet ez? A geoid és a hozzá legjobban illeszkedő ellipszoid függőlegesen maximum 120 méterre távolodik el egymástól; az ellipszoid tényleg jó modell.

A koordináták eltérése abból adódik, hogy a forgási ellipszoid térbeli elhelyezése nem egyértelmű. Természetes gondolat persze, hogy azt gondoljuk, hogy annak középpontja a Föld tömegközéppontjába esik — csak az esetek túlnyomó többségében, az űrkorszakot megelőzően pedig az összes esetben ez nem igaz. A felszíni geofizika az űrkorszakot megelőzően nem kínált olyan módszert vagy egyszerűen alkalmazható megoldást, amely egy tereppont szélességét és hosszúságát a Föld tömegközéppontjában rögzített ellipszoidon tudta volna megadni — vagyis amely megmondta volna a tömegközéppont pontos helyzetét a felszín valamely pontjához képest.

Az igazsághoz tartozik, hogy azért *majdnem* sikerült. Az 1950-es években, a hidegháborús technológiai versengés részeként mind a szovjet (ZSONGOLOVICS 1952), mind az amerikai (HEISKANEN 1957) geodézia képes volt végül tisztán felszíni eszközökkel elég jó pontossággal leírni a geoid alakját (TIMÁR et al. 2018), innen pedig tényleg csak egy lépés lett volna a tömegközépponti elhelyezésű ellipszoid. Az űreszközök megjelenése azonban sokkal egyszerűbb megoldást biztosított e problémára; pl. az első amerikai űrszonda első néhány hetes pályakövetése és a pályájában mutatkozó időbeli változások rögtön feltárták e módon is a geoid durva alakját (O'KEEFE et al. 1959), és az egyre pontosabb megoldásokra sem kellett sokáig várni.

A Doppler-effektus és alkalmazása a műholdas gravimetriában

Christian DOPPLER osztrák fizikus a 19. század közepén írta le azt a jelenséget, hogy az észlelőhöz képest mozgásban lévő (hang-, illetve fény-) hullámforrás észlelt frekvenciája a forrás és az észlelő egymáshoz viszonyított sebessége függvényében megváltozik; közeledés esetén az észlelt frekvencia emelkedik, távolodás esetén pedig csökken (DOPPLER 1842). Ha a jelenséget el akarjuk képzelni, gondoljunk az autóverseny célvonalán elhelyezett mikrofon által adott közvetítésre: amikor a bajnok autója közeledik a célvonalhoz, motorjának hangját magasabbnak, majd amikor azt elhagyva már távolodik, alacsonyabbnak halljuk.

Ez az elv meglepően jól alkalmazható az űreszközök fedélzetén elhelyezett, nagy pontossággal beállított, ismert frekvencián sugárzó rádióforrásokkal. A műhold rádiójelét a felé fordított észlelő antenna segítésével észlelni lehet, annak látszólagos frekvenciája mérhető. Mivel a forrás névleges frekvenciája ismert, a két frekvencia különbségéből Doppler módszerével a relatív sebesség is meghatározható. A legegyszerűbb eset az, amikor az észlelt frekvencia egybeesik a névlegessel; ekkor a műholdnak az észlelő irányába vett sebességkomponense épp zérus; a műhold ekkor van hozzánk az adott keringés során a legközelebb.

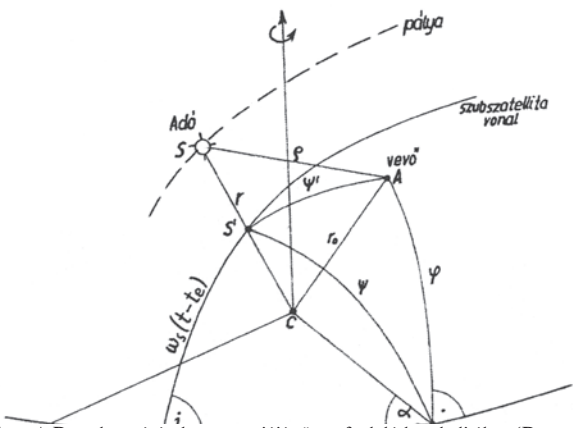
Ahhoz, hogy az antenna helyzetét a Föld tömegközéppontjához képest tudjuk megmondani, természetesen szükségünk van a műhold pillanatnyi pályaelemeire. Ezek pontforrás körül keringő objektum esetén időben változatlanok lennének; a Föld tényleges tömegeloszlása azonban a műhold magasságában is kismértékben szabálytalan teret kelt, emiatt a műhold keringése, annak számszerűsíthető paraméterei időben megváltoznak. Annyi bizonyos, hogy a pillanatnyi pályasík mindig tartalmazza a Föld tömegközéppontját. Ha a pályaelemek adott pillanatban ismertek, az előző bekezdésben említett frekvenciaméréssel megállapítható, hogy a műhold milyen sebességgel halad álláspontunkhoz képest. A műhold valódi sebességének ismeretében azt is tudhatjuk, hogy a műhold pillanatnyi haladási iránya milyen szöget zár be a műholdat az álláspontunkkal összekötő egyeneshez képest. Ha egy álláspontón több mérést hajtunk végre, azok együttes feldolgozásával pedig megkapjuk a pont helyzetét a Föld tömegközéppontjához képest — vagy ezt megfordítva: a tömegközéppont helyét álláspontunkhoz képest. Az 1960-as évekig ez minden, a Föld alakjával foglalkozó geodéta álma volt: a módszer, amellyel a vonatkoztatási felületet a Föld tömegközéppontjához igazíthatjuk, közös rendszerbe kötve ezzel országok, kontinensek addig kényszerűen széttagolt geodéziai hálózatait. A dolog jelentősége mindmáig forradalmi: maga a GPS-rendszer is ezen az alapelven működik (ÁDÁM et al. 2004).

A pályaelemek változása még egy gyakorlati problémát jelentett. A GPS-méréshez a rendszerhez tartozó műholdakat földi követőállomásokról radarral követik, így biztosítva azok folyamatosan „friss" pályaelemkészletét, amelyeket a rendszer továbbít a GPS-műszerek felé. Az 1960-as években emellett a műholdak csillagászati távcsövekkel történő optikai követése és pozicionálása is működött (pl. ALMÁR 1963; 1966). A geodézia és a térképészet mellett az így definiált globális ellipszoidi koordinátarendszer első „fogyasztója" pedig maga az űrkutatás, az emberes űrrepülési program volt: a Föld körüli pályán keringő Mercury-űrkapszulákkal a rádiókapcsolatot biztosító felszíni állomások koordinátáit e rendszerben kellett megadni az antennák pontos kalibrálásához, így az 1960-as vonatkoztatási rendszert (FISCHER 1960) más néven „Mercury Datum" néven is emlegették.

A Doppler-módszer alkalmazása az ELTE Geofizikai Tanszékének űrkutató csoportjában

Az 1966-ban — tehát alig néhány évvel a módszer világszerte első megjelenését követően — FERENCZ Csaba, a BME fiatal oktatója vezetésével BME fiatal oktatója vezetésével geofizikus, villamos- és földmérő mérnök hallgatók tudományos diákköri tevékenység keretében vevőantennát építettek, és magyarországi mérésekkel sikeresen állapították meg néhány tereppont földközépponthoz képest értelmezett koordinátáit. A csoport munkájába diákként és fiatal kutatóként mások mellett ÁDÁM József, DRAHOS Dezső, GSCHWINDT András, HORVÁTH Ferenc, PAP László és TARCSAI György kapcsolódtak be. A műholdak követését végző csillagászok ALMÁR Iván, ILLÉS Erzsébet, illetve HORVÁTH Ferenc testvére, HORVÁTH András voltak. Így HORVÁTH Ferenc tudományos pályájának kezdetén műholdas geodéziával és pályaszámításokkal, így az elméleti földalak meghatározásával foglalkozott, és érdeklődése innen, a Föld alakjának dinamikai meghatározásán keresztül fordult a geodinamikai, és később konkrétan a lemeztektonikai problémák felé.

A csoport geofizikai tevékenységének legfontosabb része szimulált mérési eredmények kiértékelése volt, amely során a becsült paraméterek meghatározhatóságát vizsgálták a műholdak pályaelemeinek függvényében (DRAHOS et al. 1968; *1. ábra*). Az alkalmazott négyes helix vevőantennával (*2. ábra*) néhány mérést is elvégeztek (FERENCZ et al. 1970). Ezek pontosságát — elsősorban az alkalmazott időetalon pontatlansága, a nem kellően pontos órák miatt — 60–100 méter körülinek becsülték (TARCSAI & ÁDÁM 1972). Ne feledjük, hogy ebben az időben ezek úttörő mérések voltak, és nem állt rendelkezésre valódi, más forrásból becsült abszolút koordináta a pontokon. Ez a geodézia pontossági igényeihez képest nyilván nem elegendő megbízhatóság, de érdemes összevetni azzal, hogy a Mercury-követőállomások helyzetének megadása hasonló nagyságrendű hibával történt néhány évvel korábban (vö. DMA, 1990), márpedig az amerikai űrgeodéziai program és egy magyar egyetemi diákkör rendelkezésére álló anyagi források közt sok nagyságrend különbség volt.



1. ábra. A Doppler-mérések geometriáját összefoglaló korabeli ábra (DRAHOS et al. 1968)

Figure 1. *From the original paper of DRAHOS et al. (1968), showing the Doppler measurement geometry*

2. ábra. A mérésekhez használt négyes helix antenna mérőállásban a budapesti Ferenc-hegy tetején (forrás: *Rádiótechnika* 1968/11. sz. „80000 km áthidalása ultrarövid hullámokon"; szerző megjelölése nélkül)

Figure 2. *The quadruple-helix antenna, used for the measurements, on the summit of Ferenc Hill, Budapest (source:* Rádiótechnika*, November 1968 issue)*

A mérési pontok három dimenziós meghatározása segítségével azok ellipszoid feletti magassága számítható, ebből az értékből az ismert szintezett, tengerszint feletti magasságot levonva a Föld alakját az adott pontban megadó geoidunduláció kiszámítható. Az említett mérési hiba mellett ez természetesen csak elvi lehetőség — a 60–100 méter sokkal több, mint a geoid magasságában Magyarország területén mutatkozó kb. 7 méteres változás. A végzős diákok közül ÁDÁM József és HORVÁTH Ferenc szakmai érdeklődése ebben az irányban maradt: ÁDÁM József a térben kontrollált alaphálózatok és a Doppler-geodézia, HORVÁTH Ferenc pedig a földalak és a geológiai folyamatok közötti kapcsolat (HORVÁTH 1968) témájában kutatott tovább (*3. ábra)*.

A Föld alakja és a geodinamika

Az, hogy a geoid a Föld belsejének folyamatait milyen skálán tükrözi, leginkább csak az utóbbi évtizedekben vált nyilvánvalóvá, ahogy pontos rajzolata eddig nem ismert részletességgel tárul elénk. Természetesen a műholdak pályaelem-számítása és a műholdas gravimetria egyéb eszközei (FÖLDVÁRY 2004) akkoriban ugyanúgy gyerekcipőben jártak vagy nem is léteztek, mint a gravimetriai kollokáció technikája (HEITZ & TSCHERNING 1972, TÓTH 2009), amelyek együtt már centiméter pontossággal tárják fel a geoid alakját, sőt az abban mutatkozó szezonális változásokat is (FÖLDVÁRY et al. 2015). Az 1960-as évek végén és az 1970-es évek elején épp csak megismertük a geoid nagyszerkezetét, miközben számítási technikánkat ezidőtájt inkább az Apollo-program kapcsán — a holdi izosztázia hiányában — a földinél jóval nagyobb relatív gravitációs anomáliák, az ún. *mascon*ok (*lunar mass concentrations*; MULLER & SJOGREN 1968) térképezése kapcsán fejlesztettük.

A geoidfelszínben mutatkozó kidudorodások és bemélyedések kiterjedése — térbeli hullámhossza — és az azokat keltő geofizikai hatások Földön belüli jellemző mélysége

THE GRAVITY FIELD OF THE EARTH AS DETERMINED BY SATELLI OBSERVATIONS AND SOME OF ITS GEOPHYSICAL IMPLICATIONS

by

F. HORVÁTH

(Geophysical Institute of Loránd Eötvös University)

(Received: 1. Nov. 1969)

SUMMARY

The gravitational field of a sphere composed of homogeneous and some inhomogene spherical shells are compared to the gravity field of the Earth as deduced from satellite ob vations. The computations show that density disturbances

in the core may contribute to harmonics of degree $2 \leqq n \leqq 6$,
those in the lower mantle $2 \leqq n \leqq 20$
and in the upper mantle $2 \leqq n \leqq 100$,
in the spherical harmonic series of the external gravity field.

At present the gravitational anomalies deduced from the satellite observation and ot geophysical parameters can not be unambiguously interpreted.

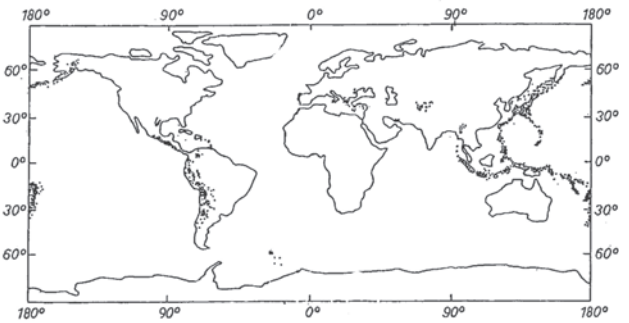


Fig. 4. Epicenters of earthquakes with focal depths between 100 and 700 kms (Barazangi and Dorman, 1969)

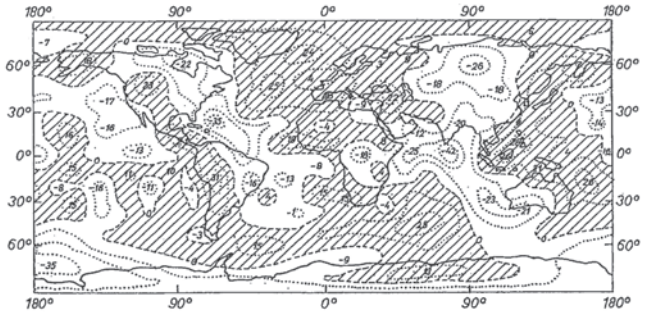


Fig. 1. Gravitational anomalies (in mgal) constructed from spherical harmonics up to 15th degree (Köhnlein, 1967)

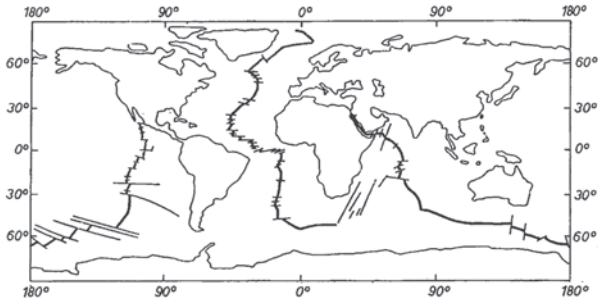
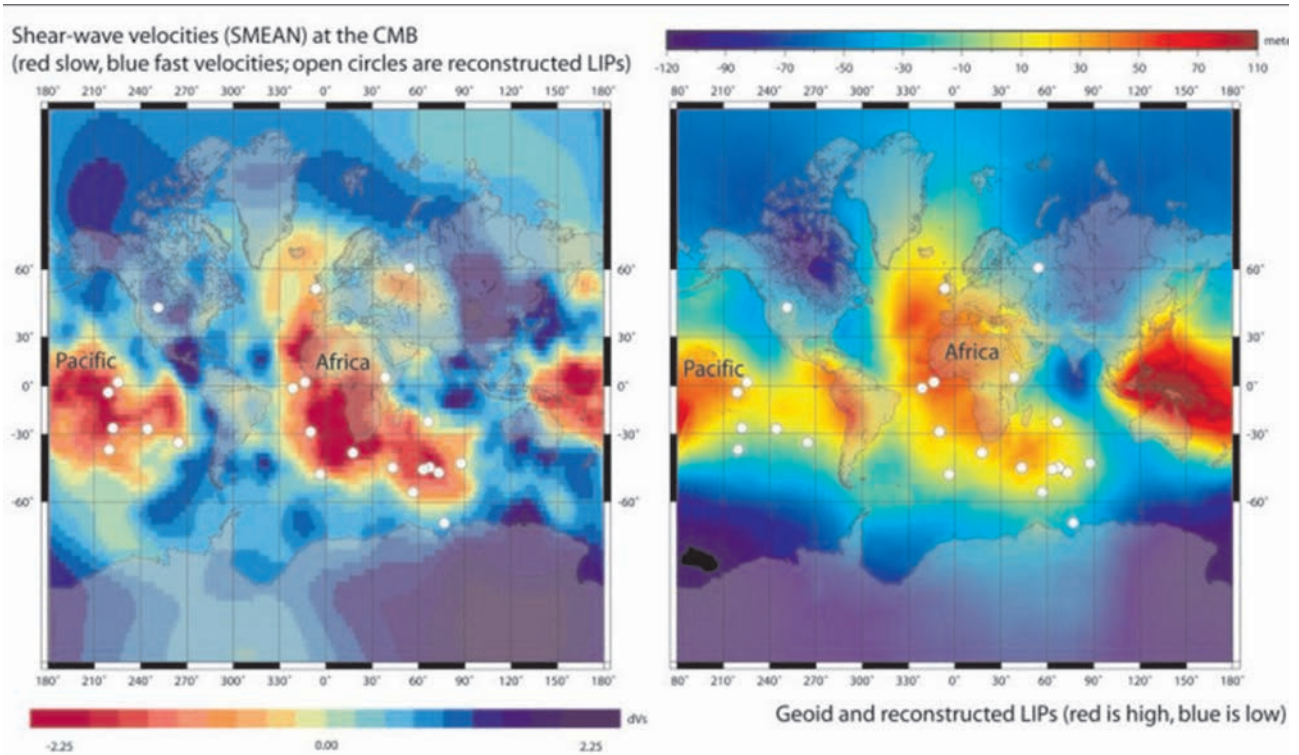


Fig. 5. The mid-ocean ridge system

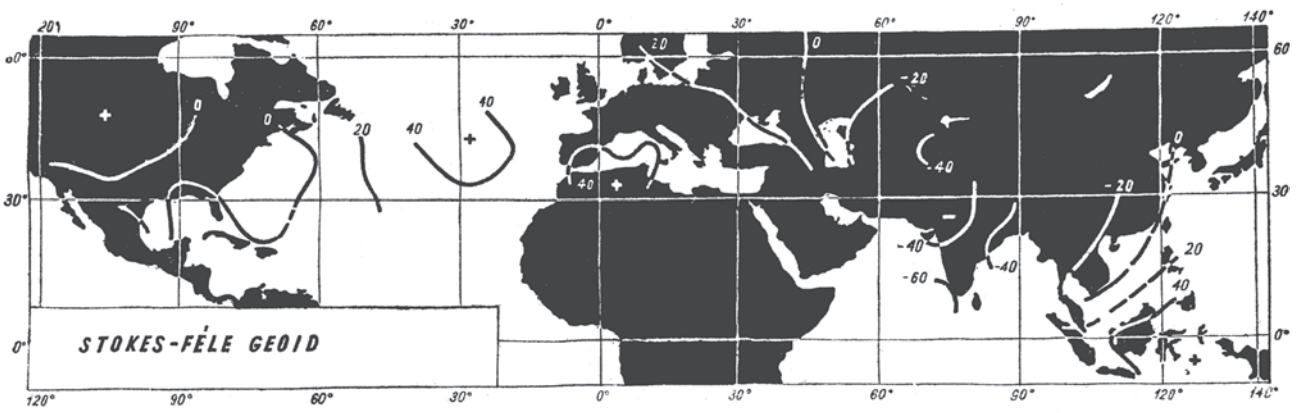
3. ábra. HORVÁTH (1968) cikkének címlapja az összefoglalóval és 3 kulcsábra, amely a korabeli globális geofizikai ismereteket fűzi össze a lemeztektonika logikája szerint

Figure 3. *The title and abstract of HORVÁTH (1968), with the three key-figures, connecting the global geophysical knowledge of the time of the publication, according to the paradigm of the plate tectonics*



4. ábra. A köpeny-mag határon mért szeizmikus hullámsebességek (a köpeny-mag határ hőmérsékletének indikátora; bal oldalt; SPAKMAN & NOLET 1988, VAN DER MEER et al. 2018) és a földi geoid alakja (függőleges eltérés méterben a legjobban illeszkedő földi ellipszoidhoz képest, jobb oldalt; LEMOINE et al. 1998). Az afrikai és a csendes-óceáni maximális feláramlási zónák esetében figyelemre méltó a korreláció (HORVÁTH Ferenc egyetemi előadóanyagából)

Figure 4. *Seismic velocity anomalies (as the indicator the temperature) of the core-mantle boundary (left, cf. SPAKMAN & NOLET 1988, VAN DER MEER et al. 2018) compared to the shape of the geoid (vertical difference of the geoid and the best-fit ellipsoid in meters, right, by LEMOINE et al. 1998). Note the significant correlations at the mega-upstream zones of Africa and Pacific (from a slide of a university course of F. HORVÁTH)*



5. ábra. A TANNI (1948) által megbecsült geoidfelszín szintvonalas térképe EGYED (1955) tankönyvében

Figure 5. *The isoline map of the geoid part, estimated by TANNI (1948) in the university textbook of EGYED (1955)*

közti egyszerű „ökölszabályt" KAULA (1967) állította fel: minél nagyobb kiterjedésűek az anomáliák, annál mélyebb rétegekig tartó folyamatok keltik azokat. A geoid legnagyobb „topográfiai" objektumai: az indonéziai és az észak-atlanti kiemelkedések, illetve az Indiai-óceánon és Dél-Amerika térségében mutatkozó „benyomódások" (ezek nagyságrendje pozitív és negatív irányban max. 110 méter körüli) a köpeny-konvekcióhoz kapcsolhatók (KAULA 1972, CHASE 1985), így azok a köpeny-mag határáig lenyúló folyamatokból eredeztethetők (*4. ábra*). A geoid kisebb kiterjedésű „hegyeinek és völgyeinek" geológiai forrásai természetesen nem ilyen mélyen vannak: a legnagyobb magashegységek (Himalája, Kordillerák–Andok, Sziklás-hegység) mentén az 1990-es évek részletesebb globális geoidmodelljeiben feltűnő néhány száz kilométer szélességű pozitív sávok a hegységképződéshez, a lemeztektonikához kapcsolhatók, mélységi hatóik maximum az asztenoszféra aljáig terjedhetnek.

Mielőtt azonban az 1990-es években megjelentek volna az első — nagyrészt műholdas gravimetriai adatokon épülő geoidmodellek (LEMOINE et al. 1998), sőt még az űrkorszakot is megelőzően, találhatunk nagyon érdekes lokális geoidmodelleket is. A Heiskanen-féle finn iskola már az 1930-as években olyan számítási módszert javasolt, amely a számítógépek előtti időben is, kellő sűrűségű felszíni gravitációs mérések alapján alkalmas volt lokális geoidfelszínek becslésére a Stokes-integrál (STOKES 1849) végeselemes közelítésével (HIRVONEN 1934). E módszerrel a finn iskola egy másik kitűnő kutatója, TANNI (1948) megalkotta a mediterrán térség geoidképét és annak izosztatikus modelljét. Ez a munka nagyon is ismert volt az ELTE Geofizikai Tanszékén; EGYED László (1955) tankönyvében szerepelteti is ezt az ábrát (*5. ábra*), és tőle került a Tanszék könyvtárába is TANNI cikke (HORVÁTH F., személyes közlés, 2018). Utóbbi hatással volt HORVÁTH (1973) munkájára és szakmai fejlődésére; STEGENA Lajos javaslata mellett lökést adva kutatási irányának a lemeztektonika felé fordításához is.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők megköszönik Dr. MIHÁLY Szabolcs és Dr. VÖLGYESI Lajos urak lektori véleményeit, észrevételeiket és javító szándékú javaslataikat.

Irodalom — References

ALMÁR, I. 1963: Opticeskie nabludenija ISZ iz Vengrii v 1963. — In: CICHOWICZ, L. (szerk.): Nabludenija Iskusstvennyh Sputnikov Zemli. Polska Akademia Nauk, Warsaw, p. 166.

ALMÁR, I. 1966: Conference on Satellite Tracking, Budapest and Baja (Hungary) 14–17 October 1965. — *COSPAR Information Bulletin* **30,** 8–9.

ÁDÁM J., BÁNYAI L., BORZA T., BUSICS Gy., KENYERES A., KRAUTER A. & TAKÁCS B. 2004: *Műholdas helymeghatározás.* — Műegyetemi Kiadó, Budapest, 458 p.

BIRÓ P., ÁDÁM J., VÖLGYESI L. & TÓTH Gy. 2013*: A felsőgeodézia elmélete és gyakorlata*. — HM Zrínyi Térképészeti és Kommunikációs Szolgáltató Nonprofit Kft., Budapest, 508 p.

CHASE, C. G. 1985: The geological significance of the geoid. — *Annual Review of the Earth and Planetary Sciences* **13,** 97–117. http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.13.050185.000525

CONDILLAC, E. B. de, 1775: *Cours d'étude pour l'instruction du Prince du Parme, tome 3.* —L'Imprimerie Royale, Paris, 330 p.

DMA, Defense Mapping Agency, 1990. Datums, Ellipsoids, Grids and Grid Reference Systems. — *DMA Technical Manual* 8358.1. Fairfax, Virginia, USA.

DOPPLER, C. 1842: *Über das farbige Licht der Doppelsterne und einiger anderer Gestirne des Himmels.* — In Commission bei Borrosch & André, Prag [Prága], 18 p.

DRAHOS D., HORVÁTH F. & TARCSAI Gy. 1968: Mesterséges holdak Doppler-görbéinek geodéziai alkalmazása. — *Geodézia és Kartográfia* **20,** 333–338.

EGYED L. 1955: *Geofizikai alapismeretek*. — Tankönyvkiadó, Budapest, 535 p.

FERENCZ, CS., DRAHOS, D., FERENCZ, I., HORVÁTH, F. & TARCSAI, GY. 1970: Some theoretical contributions concerning Doppler-geodetical measurements. — *Space Research* **10,** 43-53.

FISCHER, I. 1960: An astrogeodetic world datum from geoidal heights based on the flattening f=1/298.3. — *Journal of Geophysical Research* **65/7,** 2067–2076. http://dx.doi.org/10.1029/JZ065i007p02067

FÖLDVÁRY L. 2004: 2000-es évek első évtizede: a gravimetriai műholdak korszaka. — *Magyar Geofizika* **45/4,** 118–124.

FÖLDVÁRY L., TÓTH Gy., KISS A. & KEMÉNY M. 2015: GOCE műhold: Eötvös-inga mérések Föld körüli pályán. — *Magyar Tudomány* **176/9,** 1063–1070.

GAUSS, C. F. 1828: *Bestimmung des Breitenunterschiedes zwischen den Sternwarten von Göttingen und Altona.* — Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen, 84 p.

HEISKANEN, W. A. 1957: The Columbus geoid. — *EOS Transactions of American Geophysical Union* **38/6,** 841–848. http://dx.doi.org/10.1029/TR038i006p00841

HIRVONEN, R. A. 1934: The continental undulations of the geoid. — *Publications of the Finnish Geodetic Institute* **29,** 1–89.

HEITZ, S. & TSCHERNING, C. C. 1972: Comparison of two methods of astrogeodetic geoid determination based on least squares prediction and collocation. — *Tellus* **24/3,** 271–276. http://dx.doi.org/10.1111/j.2153-3490.1972.tb01553.x

HORVÁTH, F. 1968: The gravity field of the Earth as determined by satellite observations and some of its geophysical implications. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **13,** 43–52.

HORVÁTH F. 1973: Lemeztektonika és a globális gravitációs tér. — *MTA X. Osztály Közleményei* **6,** 293–298.

HUYGENS, C. 1690: *Traité de la lumière: avec un Discours de la cause de la pesanteur.* — Pierre Vander, Leiden, 180 p.

KAULA, W. M. 1967: Geophysical implications of satellite determinations of the Earth's gravitational field. — *Space Science Reviews* **7/5–6,** 769–794. http://dx.doi.org/10.1007/BF00542895

KAULA, W. M. 1972: Global gravity and tectonics. — In: ROBERTSON, E. C. (ed.): *The nature of the solid Earth.* McGraw-Hill, New York NY, 385 p.

LEMOINE, F. G., KENYON, S. C., FACTOR, J. K., TRIMMER, R. G., PAVLIS, N. K., CHINN, D. S:, COX, C. M., KLOSKO, S. M., LUTHCKE, S. B., TORRENCE, M. H., WANG, Y. M., WILLIAMSON, R. G., PAVLIS, E. C., RAPP, R. H. & OLSON, T. R. 1998: *The development of the joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96.* — NASA/TP-1998-206861, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD USA, 575 p.

LISTING, J. B. 1872: *Über unsere jetzige Kenntniss der Gestalt und Grösse der Erde (aus Nachrichten der K. Ges. des Wiss.).* — Deiterich, Göttingen 66 p.

MAIRE, C. & BOSCOVICH, R. J. 1755: *De litteraria expeditione per pontificam ditionem ad dimetiendos duos meridiani gradus et corrigendam mappam geographicam jussu et auspiciis Benedicti XIV. Pontifex Maximus suspecta a patribus Societ. Jesu. Palladis.* — Roma, 516 p.

MULLER, P. M. & SJOGREN, W. L. 1968: Mascons: Lunar mass concentrations. — *Science* **161,** 680–684. http://dx.doi.org/10.1126/science.161.3842.680

NEWTON, I. 1687: *Philosophiae naturalis — Principia mathematica*. — Pepys, London, 510 p. Angol fordítás: Mathematical principles of natural philosophy (ford: Motte, A. 1729), Benjamin Motte, London, 320 p.

O'KEEFE, J. A., ECKELS, A. & SQUIRES, R. K. 1959: Vanguard measurements give pear-shaped component of Earth's figure. — *Science* **129,** 565–566. http://dx.doi.org/10.1126/science.129.3348.565.

SPAKMAN, W. & NOLET, G. 1988: Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. — In: VLAAR, N. J., NOLET, G., WORTEL, M. J. R. & CLOETINGH, S. A. P. L. (eds): *Mathematical Geophysics.* Reider, Dordrecht, 155–187. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-2857-2_8

STOKES, G. G. 1849: On the variation of gravity at the surface of the Earth. — *Transactions of the Cambridge Philosophical Society* **8/5,** 672–695.

TANNI, L. 1948: On the continental undulation of the geoid as determined from present gravity materials. — *Publications of the Isostatic Institute of I.A.G.* **18,** 1–78.

TARCSAI Gy. & ÁDÁM J. 1972: Mesterséges hold és megfigyelőállomás koordinátáinak meghatározása Doppler-módszerrel. — *Geodézia és Kartográfia* **24/4,** 245–247.

TIMÁR, G., DRAHOS, D., MOLNÁR, G. & VARGA, P. 2018: Towards to the geoid — A short overview of the history of gravimetric measurements in geodesy. — *Geosciences and Engineering* **6/9,** 60–74.

TÓTH, Gy. 2009: New Combined Geoid Solution HGTUB2007 for Hungary. — In: SIDERIS, M. G. (ed.): *Observing Our Changing Earth.* International Association of Geodesy Symposia, IAG Symposia **133,** Springer, Berlin, Heidelberg, 405–412.

VAN DER MEER, D. G., HINSBERGEN, D. J. J. & SPAKMAN, W. 2018: Atlas of the Underworld: slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity. — *Tectonophysics* **723,** 309–448. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.004

ZSONGOLOVICS, I. D. 1952: Vnyesnyeje gravitacionnoje polje Zemlji i szvjazannüje sz nyim fundamentalnüje konsztanti. — *Trudi Insztitut Teoreticseszkoj Asztronomii* c. 3, 129 p.

Kézirat beérkezett: 2019. 05. 17.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/4, 401–414., Budapest, 2019

DOI: 10.23928/foldt.kozl.2019.149.4.401

Geothermal Potential of Sedimentary Basins, especially of the Swiss Molasse Basin

RYBACH, Ladislaus

Institute of Geophysics, ETH Zurich, Sonneggstrasse 5, CH–8092 Zurich, Switzerland.
E-mail: rybach@ig.erdw.ethz.ch

Üledékes medencék geotermikus potenciálja, különös tekintettel a svájci Molasse-medencére

Összefoglaló

Az üledékes medencék általában jelentős geotermikus potenciállal rendelkeznek, különösen ha mély vízadó képződmények vannak jelen. A geotermikus potenciál nagysága függvénye a medencealkotó folyamatoknak, mint az üledékképződés, karsztosodás, törésfejlődés; míg hasznosítás szempontjából a készletjellemzők (porozitás, permeabilitás; mélység, ill. hőmérséklet) és a termelés fenntarthatósága meghatározó. Jelen tanulmány az utóbbi tulajdonságokra fókuszál az Amerikai Egyesült Államok medencéi, a Párizsi-medence, a Pannon-medence és a Molasse-medence példáján. Először a Molasse-medence francia, német és osztrák részeit tárgyalom, majd a svájci Molasse-medence (SMB) részletes bemutatása következik.

A cikk ismerteti az eddigi erőfeszítéseket a SMB geotermikus potenciáljának meghatározását illetően néhány eredménytérkép közlésével. Az SMB potenciáljának eddigi kiaknázása eddig nem volt nagyon eredményes, tíz mélyfúrásból csak egy volt sikeres, kettő félig tekinthető annak, míg a többi fúrás meddő lett. Viszont a földhőszivattyúk főleg az SMB-ben — világviszonylatban is jelentősen — fejlődnek

A hivatalos svájci energiastratégia (EN2050) szerint a jövőbeni áramtermelési technológiák közül a geotermia 2050-re évi 4,4 Terrawattóra mennyiségű áramot szolgáltatna. Ez 500 Megawatt teljesítményű erőműveket igényelne, aminek fele hidrotermális, másik fele petrotermális (EGS) telepekből termelne. Hidrotermális telepek csak az SMB-ben létezhetnek, ezek valószínűsége azonban az eddigi adatok szerint csekély.

Elméletileg az EGS erőművek termelhetnek hőt, illetve áramot az SMB alatti alapkőzetből, azonban az EGS technológia működőképessége még bizonyítandó. Ez irányú kutatás-fejlesztés több országban zajlik, de még számos nyitott kérdés van, melyek megválaszolásához jelentős forrásokra lenne szükség.

Tárgyszavak: potenciálbecslés, hasznosítás-jellemzők, mély víztartók, földhőszivattyúk, EGS, energiastratégia

Abstract

Sedimentary basins usually have significant geothermal potential. Deep aquifers are key components. The factors, conditions, and processes that define and control the potential are on one hand the processes during basin formation like sedimentation, karstification, fracturing; for utilisation on the other the reservoir rock properties porosity, permeability; depth/temperature; the hydrogeology and nowadays the production sustainability ("specific characteristics") are decisive. These latter characteristics are demonstrated on selected examples: USA basins, Paris Basin, Molasse Basin. Of the latter, the French, German and Austrian parts are described first and then the Swiss Molasse Basin (SMB) in more detail.

The various efforts undertaken to assess and quantify the SMB potential are described, with example maps presented. The realisations of the SMB potential so far are really modest: of 10 deep drilling projects performed in various locations to date only one is successful and two are partial success. On the other hand, the geothermal heat pump systems develop mainly in the SMB, in a globally leading way.

The official Swiss energy strategy EN2050 includes electricity supply in the future; this assigns 4.4 TWh to geothermal sources in 2050. This would be delivered from geothermal power plants, foreseen are 250 MWe installed capacity from hydrothermal reservoirs, and another 250 MWe from petrothermal (EGS) sources. Only the SMB could host hydrothermal resources, but the current data do not show much potential. In principle, EGS plants could take heat (and convert it to electricity) from below the SMB. The EGS technology itself has great potential but it is still in the proof of concept stage. Intensive R&D is ongoing in several countries, however very substantial funding will be needed to answer the many questions still open.

Keywords: parameters of potential, potential assessment, utilisation-relevant characteristics, deep aquifers, geothermal heat pumps, EGS, energy strategy

Introduction

Sedimentary basins are classical hosts of oil and gas resources. Besides these, sedimentary basins can contain substantial geothermal resources as well, provided that various prerequisites are met. For a review see e.g. LIMBERGER et al. (2018). The direct utilisation of geothermal heat in the deeper subsurface is only possible when substantial amounts of heat carriers (in particular: formation fluids) are available, usually in deep aquifers. The usually stratiform aquifers must have high enough porosity and permeability, sufficient thickness as well as high enough temperatures. Then the fluids must be extracted and brought to the surface by means of production boreholes, in a technically feasible and economically viable manner. This kind of geothermal heat utilisation is called "hydrothermal". In the absence of "hydrothermal" the heat can be extracted by artificial circulation from the rocks, by Enhanced Geothermal Systems (EGS) — the "petrothermal" solution. The EGS technology is still in the proof of concept phase world-wide. For a comprehensive status report see BREEDE et al. (2013).

The aquifer characteristics (decisive for utilisation) are: the reservoir rock volume, porosity, permeability; depth/temperature, the hydrogeology, and nowadays the production sustainability ("specific characteristics").

The following considerations first address geothermal potentials and utilisations in selected sedimentary basins in a general sense. Afterwards, the utilisation-specific characteristics are addressed, using the example of a particular basin. Finally, the Swiss Molasse Basin is treated in more detail.

Definition of the geothermal potential

First a few remarks on the term "potential". It is customary to use the term geothermal potential for "possibilities to use the heat content of the subsurface" — including all options of geothermal technologies. It is also common to distinguish between geothermal resources and reserves. Concerning the potential itself, various categories of it can be concretised; theoretical, technical, economical, sustainable, developable — decreasing successively in size. In this order the potentials are more and more realisable and more and more rewarding financially. For details see GOLDSTEIN et al. 2011 and RYBACH 2010, 2015. However, here the term potential will be used in its broadest sense.

Harvesting the geothermal potential can be realised with various technologies. In this process, the different depth domains of sedimentary basins are used with different technologies. The shallow domain (from the surface to about 300 m depth) is a ubiquitous heat source and store, even without geothermal fluids present. Here the geothermal heat pump systems operate, for space heating and/or cooling. For using the medium domain (from 300 m to about 3 km depth) a number of technologies are available, depending of the temperature of geothermal fluids present: bathing/wellness, agriculture, space heating, industrial uses. Fluid temperatures above about 100 °C enable even power generation or (in ideal cases) power/heat cogeneration. Usually, crystalline rocks form the basement of the basins; here (in principle) EGS systems could be established and operated. Not everywhere, but at certain places all three options could be operated in the same region.

Basins and specific characteristics

Sedimentary basins exist world-wide in large numbers. They host large amounts of geothermal heat and are broadly distributed geographically, including important population centers, see e.g. LIMBERGER et al. (2018). The sedimentary basins can be quite different in age/development history, lithology, architecture.

All basins have several specific characteristics in common, relevant for utilisation, see Introduction. These characteristics are addressed below, for individual basins. Their potential and current utilisations are also summarised.

Deep sedimentary basins in the United States

The USA has numerous, extended sedimentary basins. Several of them are up to 8 km deep, see e.g. TESTER et al. 2006).

As the specific characteristics, the criteria for high geothermal potential shall be addressed here. It can be expected that basins, which are characterised by porous and permeable reservoir rocks having sufficient temperature, thickness, porosity, and permeability have high geothermal potential. Besides, drilling depths should remain economic.

A special study, funded by the U.S. Department of Energy (DOE) was devoted to identify, screen and rank the 17 basins alone in western U.S. As expected, it was found that the main criteria for ranking were temperature, depth, porosity and permeability. For these, the following thresholds have been identified: >125 °C, <4 km, >10 %, >10 mD.

The results of the study, as reported by ANDERSON (2013), indicate that the following basins comply with these criteria: Denver, Forth Worth, Raton, Sacramento, Williston, and, especially Great Basin, Gulf Coast, and Imperial Valley basins. Some numerical values of the characteristics are given in *Figure 1*.

Here it should be mentioned that among the success factors/criteria the permeability of the thermal water-bearing rocks is usually the least well-known parameter. This is due to the fact that it is quite difficult to determine this property with measurements at the surface or even by well logging. Hopefully some innovative approaches like using seismic attributes like reflection intensity or relative acoustic impedance can yield reliable permeabilities at depth (for details see KHAIR 2013).

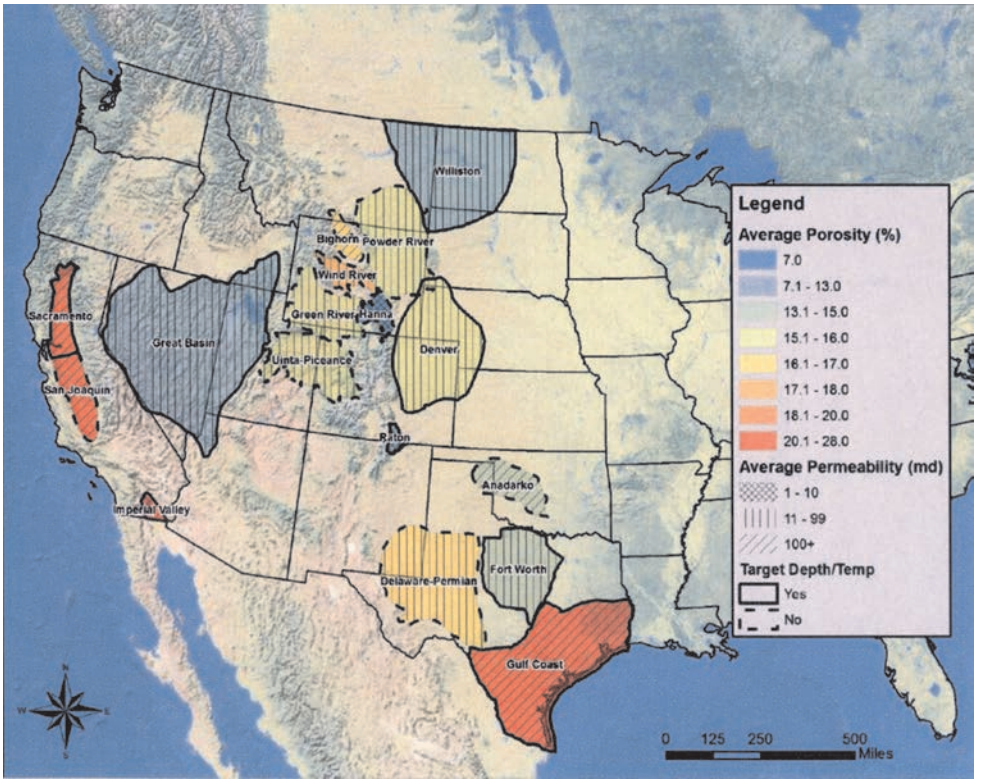


Figure 1. Variation of potential influence factors porosity, permeability, depth and temperature for sedimentary basins in the western U.S. Figure from ANDERSON (2013)

1. ábra. *A geotermikus potenciált befolyásoló tényezők (porozitás, permeabilitás, mélység/hőmérséklet) változása az Egyesült Államok nyugati üledékes medencéiben (ANDERSON (2013)*

European sedimentary basins

The European continent also accommodates numerous deep sedimentary basins. In terms of their geologic style they can be categorised as orogenic belt foredeep, and marginal/back-arc basins. Several of them have been assessed, in view of their geothermal potential, by UNGEMACH & ANTICS (2015). Here only a small number of them can be treated, mainly to highlight the specific, characteristic features.

Paris Basin

The Paris Basin is a typical intracratonic basin, see e.g. DERCOURT (2002). The main reservoir rock is the rather uniform Dogger aquifer (depth 1.6–1.9 km, production temperature 60–80 °C), consisting of barrier reef facies carbonates. The basin has a long success story of utilising the aquifer for space/heating, especially by the doublet system with a pair of wells, one for production, the other for reinjection — some of the wells drilled deviated. A number of the doublets are operating since several decades. The doublet systems are especially numerous in the Paris Area (currently 37, *Figure 2*). They supply about 170,000 dwelling equivalents (BOISSAVY et al. 2013).

As the specific characteristic, the production sustainability shall be addressed here. The yield of production wells (flow rate, outflow temperature) is the key success factor of

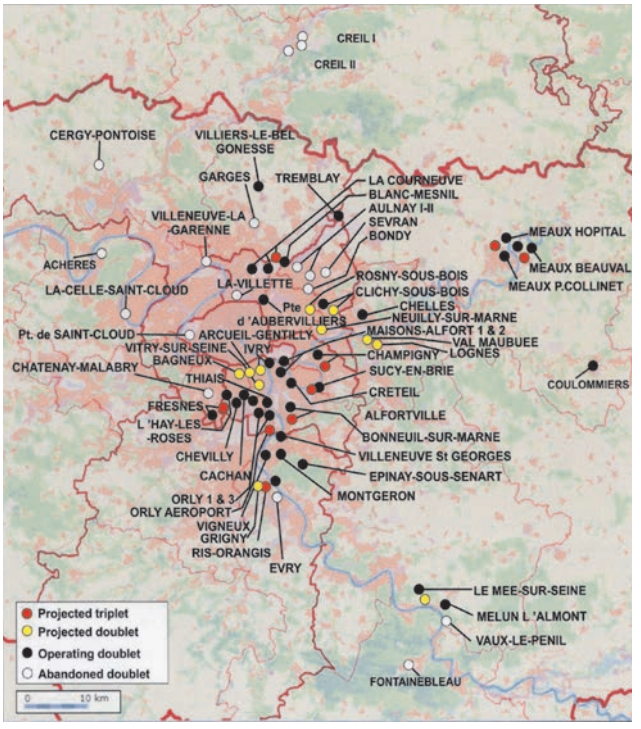


Figure 2. Doublet installations for district heating, in and around Paris, Paris Basin. Status in 2013. Figure from UNGEMACH & ANTICS (2015)

2. ábra. *Tervezett, meglévő és felszámolt termelő–visszasajtoló kútpárok a Párizsi-medencében 2013-as adatok alapján (UNGEMACH & ANTICS 2015)*

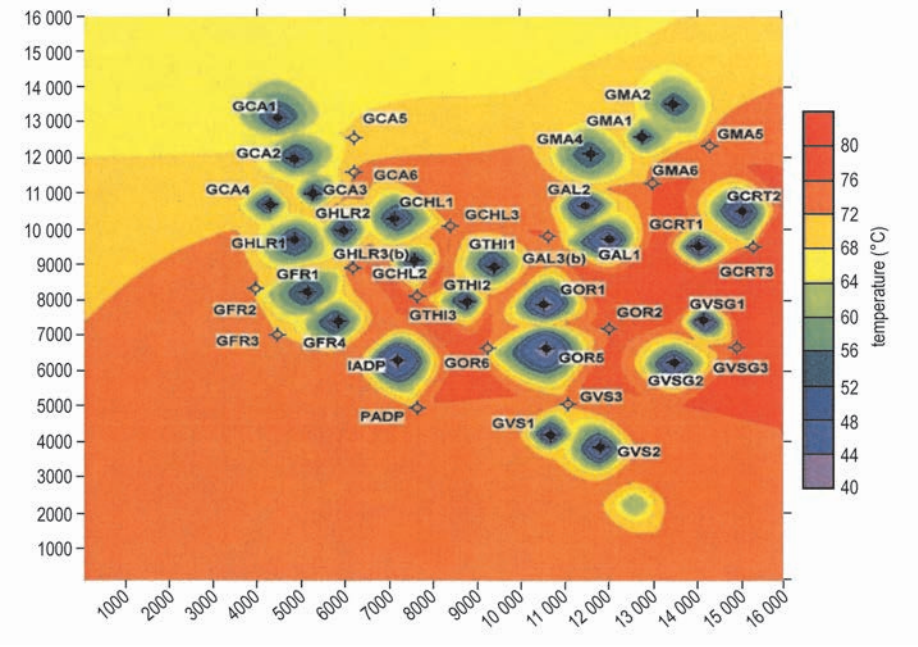


Figure 3. Multidoublet/triplet production modeling results for the time period 1984–2035, Paris Basin. Figure from UNGEMACH & ANTICS (2015)

3. ábra. *Termelő-visszasajtoló kutak 1984-2035 közötti termelése következtében kialakuló hőmérséklet eloszlás numerikus modellje a Párizsi-medencében (UNGEMACH & ANTICS 2015)*

geothermal realisations; the doublet systems should function over decades possibly over hundred years. At the same time, environmental protection must be maintained.

Sustainability in geothermal practice "means practically the ability of the system to sustain production over long times" (RYBACH 2003). In the closed system of doublet operation sustaining the production flow-rate is not a problem since the reinjection stabilises the reservoir pressure. However, the cooling effect of the reinjected fluid will sooner or later reach the production well and thus continuously lower its outflow temperature. To counteract this, a doublet can be extended to a triplet: an original production well is changed to inject after a certain time and a new well is drilled sideward to produce. LE BRUN et al. (2011) suggest to do this after 25 years of doublet operation; then the triplet can be operated without temperature decline for 40 more years. Numerical calculations show (UNGEMACH et al. 2014) that the cooling effect in the reservoir can be significant, see *Figure 3.* The longevity of a doublet/triplet system depends also on technical/mechanical factors like corrosion and/or scaling of the well, pump lifetime, etc.

Also the other French sedimentary basins (Aquitaine and Upper Rhine Graben) have substantial geothermal potential but currently the number of realisations in these basins is much lower than in the Paris Basin (VERNIER et al. 2015).

Pannonian Basin

The Pannonian Basin is a typical back-arc basin, see e.g. HORVÁTH et al. (2015). Its deep aquifers are widely used especially in Hungary. The areal density of thermal boreholes is exceptionally high; practically every 10 km there is such a well (*Figure 4*). The thermal water is extracted mainly for bathing, wellness, etc. Besides, agricultural uses are also common; actually Hungary is a pioneer in geothermally heated greenhouses. It must be mentioned here that reinjection of used thermal waters is rather the exception than the rule. This might raise the question whether refill of the reservoirs by surface infiltration (or even from below?) can on the long run compensate for all the thermal water extracted by the boreholes.

Hungarian colleagues, present and passed away, are or have been much more knowledgeable about the geothermal potential, the geohydraulics, the utilisation schemes, etc. than the author of this paper. Here I would like to mention especially my colleagues and friends Mihály ERDÉLYI (†), Ferenc HORVÁTH (†), Anita JOBBIK, Árpád LORBERER (†), Judit MÁDL-SZŐNYI, Annamária NÁDOR, Lajos STEGENA (†), János SZANYI, Péter SZŰCS, Anikó TÓTH, and József TÓTH.

They all contributed to the discovery, characterisation and utilisation of the rich geothermal resources of the Pannonian Basin. From all of them, only two can be mentioned here.

The origin and development of geothermal resources is closely related to the geologic conditions and processes during basin formation. For the Pannonian Basin, the publication by HORVÁTH et al. (2015) describing these is in these regards a milestone. Decades ago, Ferenc HORVÁTH was already active in geothermal development in the Pannonian Basin, see e.g. OTTLIK et al. (1982).

The specific characteristic to highlight here is hydrogeology, in particular the subsurface hydraulics of fluid movement. At the earth's surface, water flows only downwards. Not so in the subsurface: driven by the relief of the groundwater table, water can move even upward gravity driven, cross-formational flow, introduced already in the early 1960s by J. TÓTH). The book by TÓTH (2009) describes in

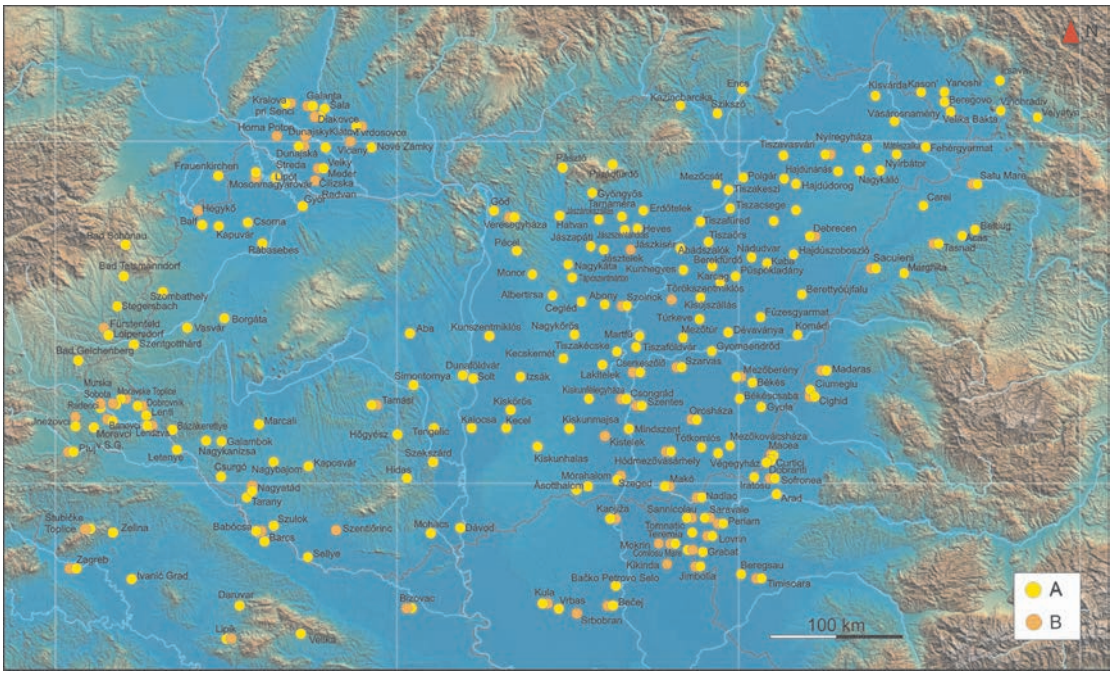


Figure 4. Locations of geothermal drillings in the Pannonian Basin, utilising thermal waters from Pannonian reservoir rocks. A) thermal bath and wellness facilities, B) Space heating included. Figure from HORVÁTH et al. (2015)

4. ábra. *Üzemelő termálkutak helye a Pannon-medencében, A) balneológiai hasznosítás, B) geotermikus távhő szolgáltatás is (*HORVÁTH *et al. 2015)*

detail his fundamental concept (that practically modernised hydrogeology) and many applications of it to sedimentary basins, also to the Pannonian Basin (TÓTH & ALMÁSI 2001).

Molasse Basin

The Molasse Basin is a typical orogenic belt foredeep basin. It extends in the foreland of the Alps from France in the west over Switzerland, Germany, Austria and the Czech Republic to the east (*Figure 5*). A general overview can be found in BACHMANN et al. (1986). The basin is clearly asymmetric; the greatest thickness is usually at the Alpine front whereas it gets gradually thinner away from the leading edge of the folded belt (*Figure 6*). In principle, the basin accommodates Mesozoic to Quaternary sediments; locally some members are missing.

As the specific characteristic, here the variety of reservoir rocks hosting prospective aquifers, should be mentioned. In principle, porous, karstic, or fractured rocks have enough porosity and permeability to become productive aquifers. Generally speaking, porous sandstones, karstic carbonates or those developed in reef facies have been found and utilised in the Molasse Basin. Seismic reflection can locate fractures as well as reef-facies limestones; for details see in HARTMANN et al. (2015), or SHIPILIN et al. (2019). Rather recently, fractured reservoirs, with fracture permeability, received attention. For the Molasse Basin, MOECK et al. (2015) describe multiple normal faults to have a certain potential, whereas SILER et al. (2015) demonstrate the potential of fracture permeability in general, also in volcanic areas.

Some information about potential in the westernmost part of the Molasse Basin located in France (Geneva–Savoy area, based mainly on deep temperature distributions) is

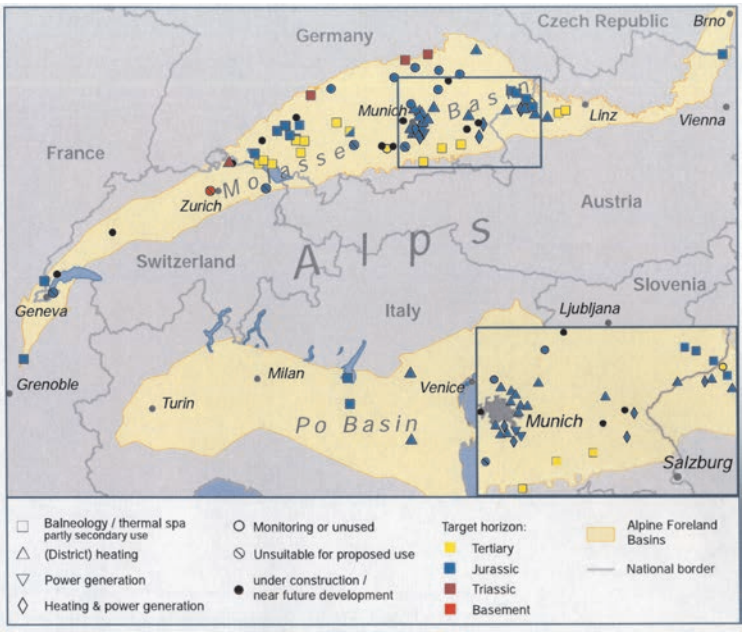


Figure 5. Geothermal installations in sedimentary basins north and south of the Alps. Figure from GeoMol (2019)

5. ábra. *Geotermikus energia hasznosítási típusai az Alpok északi és déli üledékes medencéiben a rezervoárok kora szerint (GeoMol 2019)*

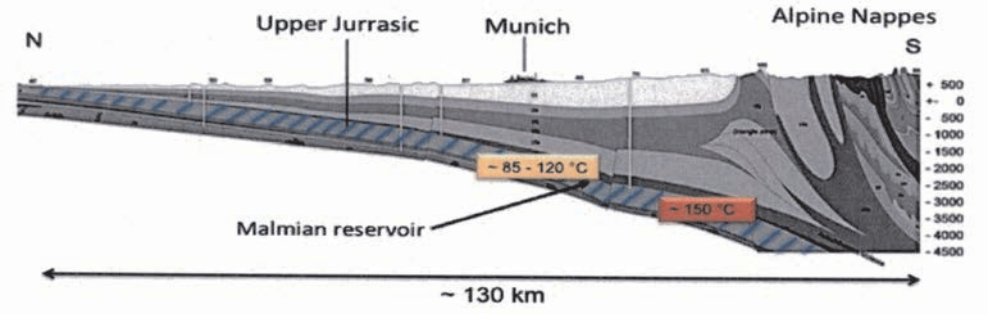


Figure 6. Geologic cross section across the German part ot the Molasse Basin, through the location Munich. The asymmetric architecture of the basin is evident. Figure from UNGEMACH & ANTICS (2015)

6. ábra. *Geológiai szelvény a Molasse-medence aszimmetrikus német részén Münchenen keresztül (UNGEMACH & ANTICS 2015)*

given in GeoMol (2018. Before turning to the Swiss Molasse Basin, the German and Austrian parts are addressed.

GERMAN MOLASSE BASIN

The Molasse Basin in southern Germany extends over more than 300 km from Switzerland in the south-west to Austria in the east. The basin is made up mainly by Cenozoic, Upper Jurassic (Malm) and Triassic sediments. Eight aquifers of these sediment layers are of interest for direct use of geothermal energy: Burdigalian, Aquitanian and Chattian sandstones, Baustein and Ampfinger beds, Gault and Cenomanian sandstones, Malm and Triassic Upper Muschelkalk. Of these units, the Malm (limestone aquifer of the Upper Jurassic) is up to 600 m thick and is generally productive. The Malm aquifer dips from north to south to increasing depths and temperatures (details for the above see in WEBER et al. 2015).

The varying reservoir rock lithology, facies, and karst are the specific characteristics here.

Typically for carbonates, the Malm is a complex and heterogeneous geothermal reservoir with considerably varying reservoir properties on exploration relevant scales. DIRNER & STEINER (2015) showed that reservoir potential (yield) is highly dependent on carbonate facies and diagenetic overprint (e.g. dolomitisation and karstification).

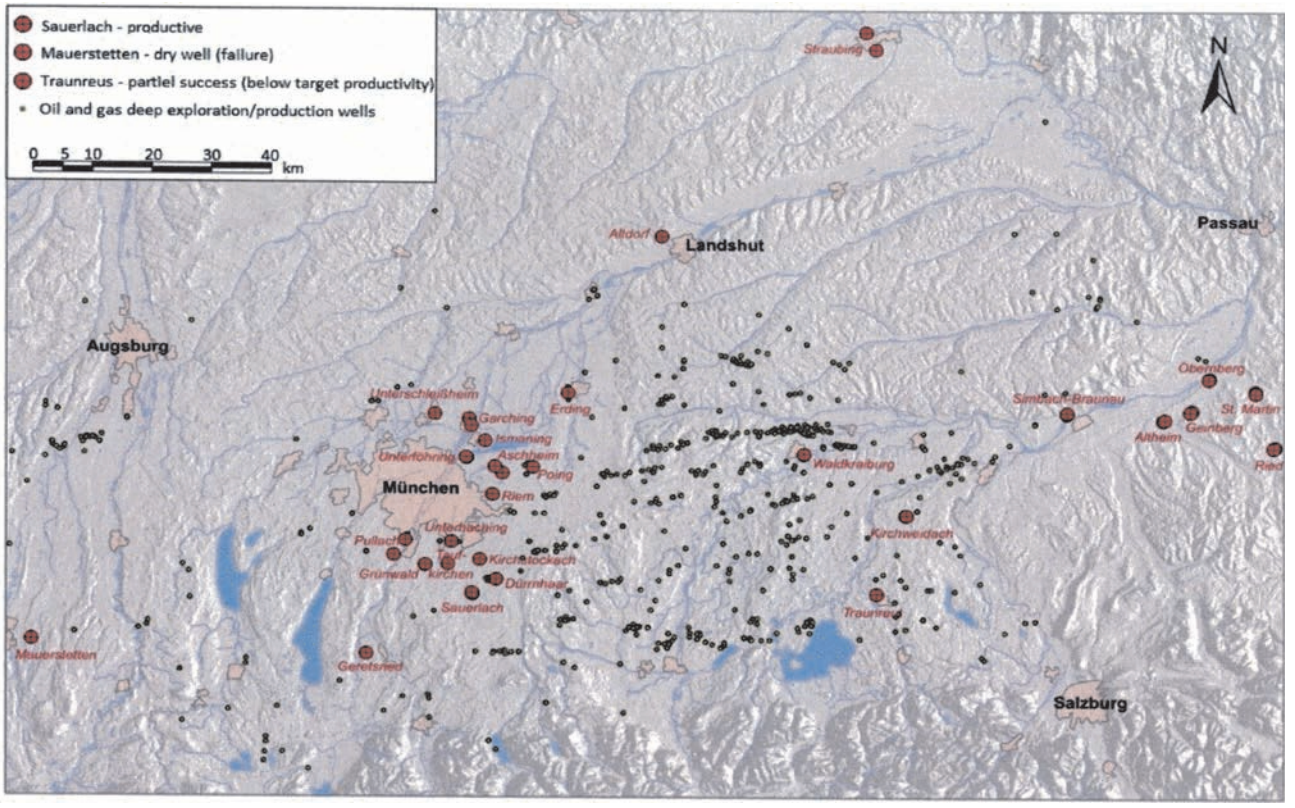


Figure 7. Geothermal installations in the Molasse Basin. Mainly around Munich. Figure from UNGEMACH & ANTICS (2015)

7. ábra. *Geotermikus energia hasznosítási helyei a Molasse-medencében München térségében a fúrások sikeressége szerint, a szénhidrogén kutak feltüntetésével (UNGEMACH & ANTICS 2015)*

Reservoir characterisation on the basis of borehole data (e.g. cuttings, image logs, etc.) and the correlation to seismic data can improve the predictability of potential.

In the north-eastern and central parts of the basin the Malm is present in the Swabian and Franconian Alb facies (frequently with massive reefs), in the south-western part of the basin in Helvetic facies. The Helvetic facies is characterised by organic-rich, bedded limestones with low permeabilities. Karstification is not observed (HOMUTH et al. 2015).

The utilisation activities (mainly district heating) concentrate currently in the Munich area (*Figure 7*).

AUSTRIAN MOLASSE BASIN

The Austrian part of the Molasse basin is located in Upper Austria, bordering to Germany, see *Figure 5* and *8.* It is so far the most developed geothermal area in Austria. The main aquifer is in Upper Jurassic (Malmian) dolomites and limestones (GOLDBRUNNER 2015). Temperatures up to 130 °C can be achieved. Currently 7 geothermal district heating projects are in operation with 13 boreholes, besides 3 spa facilities (Therme Geinberg; Institut Zelleis in Gallspach; Eurotherme Resort in Bad Schallerbach).

Before moving to the Swiss Molasse Basin, the most advanced geothermal technology should be highlighted here, especially in view of the Swiss success story in this field, which has its broadest base in the Swiss Molasse Basin itself.

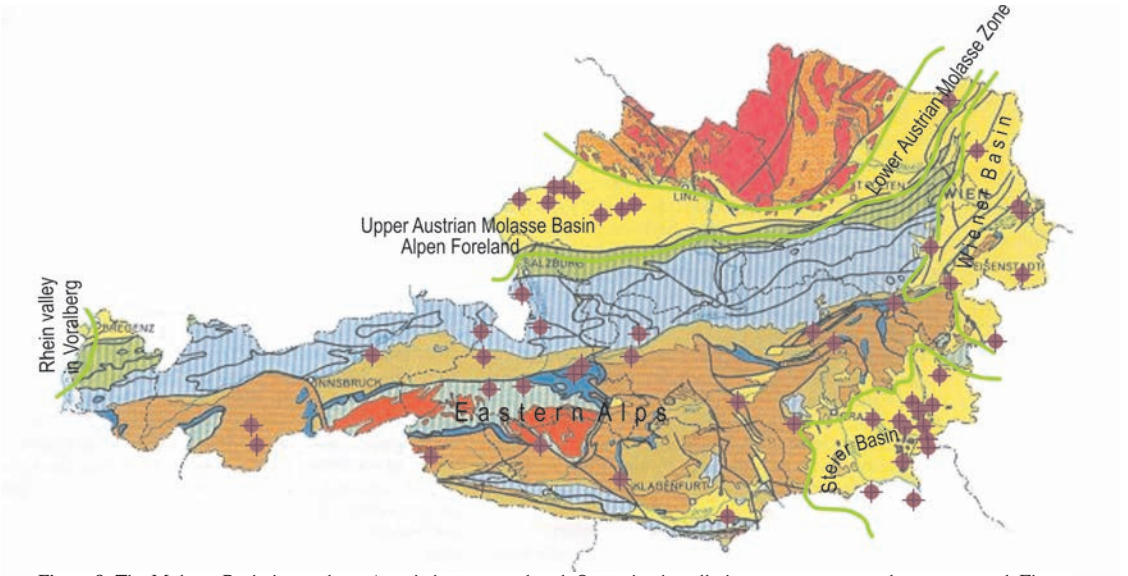


Figure 8. The Molasse Basin in northern Austria is a narrow band. Operating installations concentrate at the western end. Figure from GOLDBRUNNER (2015)

8. ábra. *Geotermikus energia hasznosítási helyei a Molasse-medence osztrák részének keskeny nyugati végében (GOLDBRUNNER 2015)*

A key player in geothermal energy

In any location/area/region one geothermal resource/potential should not be forgotten: the shallow (down about to 300 m depth). The subsurface in this depth domain is a heat source on one hand and a heat store on the other. This fact is the basis of the Geothermal Heat Pump (GHP) technology. For a general description of the technology see LUND et al. (2003).

In moderate climate, GHP systems can be used for space heating and/or cooling. In principle, they can be installed everywhere, except for groundwater protection areas. Thus they could be used in most sedimentary basins!

The GHPs currently provide about 50% of total geothermal heat world-wide! (IEA 2011). Besides, this is the fastest growing branch of geothermics, and also one of the most growing branches in renewable energy technologies. The world-wide installed capacity increased with an annual growth rate of 20% exponentially, from 2.0 GWth in 1995 to about 80 GWth in 2015. The technology is fully mature; it is described e.g. in LUND et al. (2003) or RYBACH (2012a).

It will be shown below that Switzerland is a world leader in this technology, mostly due to the GHP systems installed in the Swiss Molasse Basin.

Swiss Molasse Basin (SMB)

The SMB extends from the Lake of Geneva in the west to the Lake of Constancein the east. For the boundaries in north and south see *Figure 9*, for a general overview PFIFFNER (1986). The first study about the geothermal potential — with numerical values — was performed in the early 1990s (RYBACH 1992). It covers shallow, intermediate / hydrothermal and deep resources, with corresponding technologies (GHP, direct uses, EGS).

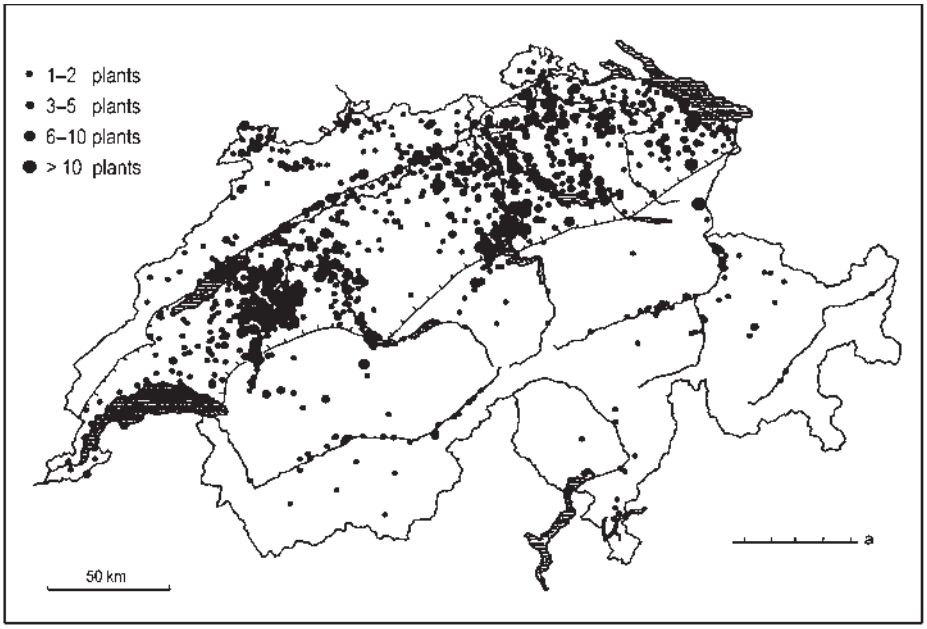


Figure 9. Installation sites of geothermal heat pump system with borehole heat exchangers in the SMB (line "a": basin boundary). From RYBACH (1992)

9. ábra. Geotermikus hőszondák helyei a Svájci Molasse-medencében (SMB) a szondaszám függvényében (az „a" vonal jelzi a medencehatárt) (RYBACH 1992)

GHP systems

GHP systems operate in Switzerland mainly with borehole heat exchangers (BHE). They can be installed for a great variety of buildings, with just 1–2 BHEs in single family houses to great complexes like the buildings at the Hönggerberg Campus of ETH Zurich over 400 BHEs. In 2017, Swiss GHP systems delivered 3.6 GWh heat, with an installed capacity of 2.0 GWth (LINK 2018).

The density of GHP installations is highest in the area of the Swiss Molasse Basin; this is due to the similarly high population density there. *Figure 9* shows the situation in 1991; since then the number of GHP installations increased so much that they could not be plotted anymore. Switzerland extracts with GHPs the most heat from the ground per unit surface area in Europa: on average 0.264 TJ/year per km^2 (RYBACH & SANNER 2017). This number is most probably the highest world-wide. The growth of this technology and the significant installation cost reduction over the last decades is a real Swiss success story; details see in RYBACH (2012b).

The RYBACH (1992) GHP potential assessment for the SMB came up with 5000 TJ/year heat (Technical Available Potential, TAP). For comparison, the Swiss official statistics 2017 quoted in RYBACH & SANNER (2017) reports already 11 PJ/yr produced heat for the whole country. GHP systems are still growing in Switzerland; hence the 1992 assessment (for the SMB alone) was quite on the modest side.

Hydrothermal systems

There are no thermal springs in the SMB, which could be a category of geothermal direct use, see e.g. RYBACH (1992). This fact indicates that in the basin the vertical permeability (even in steep fracture systems) is rather low. Therefore, only deep, stratified aquifers remain the medium of geothermal potential.

The RYBACH (1992) potential assessment remains vague about deep aquifers, mainly due to the lack of drilling results , but mentions the exploration risk (not finding the expected well productivity). The correspondingly uncertain numerical values of the technically available potential (TAP) for the Miocene upper marine Molasse and the Triassic Upper

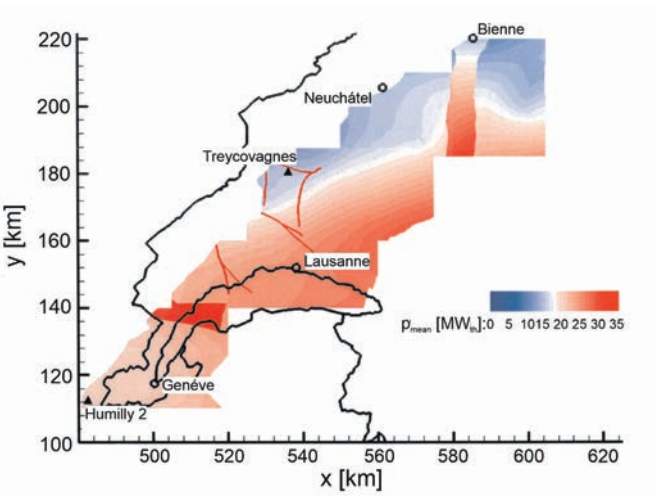


Figure 10. Estimated geothermal power of the Upper Muschelkalk aquifer in the western part of SMB. Black triangels: deep boreholes. Figure from BAUJARD et al. (2007)

10. ábra. *Becsült geotermikus teljesítmény (MWth) a felső-Muschelkalk vízadóban a Svájci Molasse-medence (SMB) nyugati részén. Fekete háromszögek a mélyfúrásokat jelölik (BAUJARD et al. 2007)*

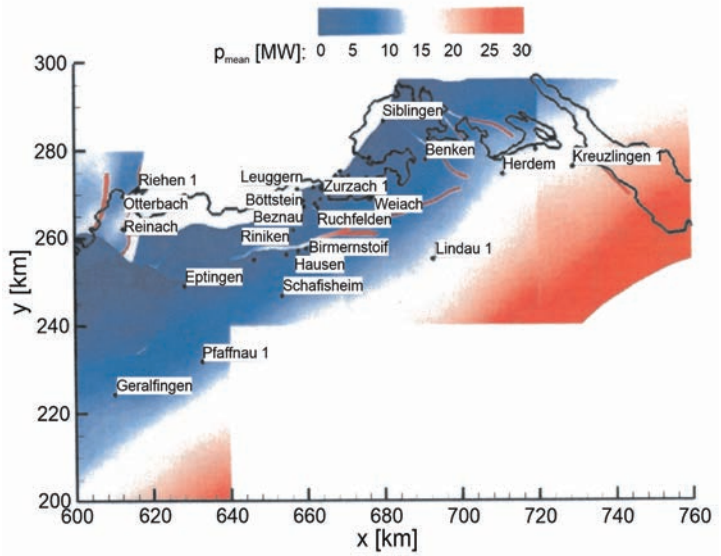


Figure 11. Estimated geothermal power of the Upper Muschelkalk in the north-eastern part of SMB. The NW–SE increase is due to the increasing depth of the aquifer in this direction. Names indicate sites of deep boreholes. Scale in MWth. Figure from SIGNORELLI & KOHL (2007)

11. ábra. *Becsült geotermikus teljesítmény (MWth) a felső-Muschelkalk vízadóban a Svájci Molasse-medence (SMB) északkeleti részén a mélyfúrások nevének feltüntetésével (SIGNORELLI & KOHL 2007)*

span of a utilisation scenario. On the basis of measured data and numerical interpretations, the temperature field within the basin, and the hydraulic transmissivity of the most important hydrogeological structures have been regionally assessed. Using these two key parameters the productivities were predicted for the SMB. The final results are presented in numerous maps; here only a small section is displayed (*Figures 10* and *11*). BAUJARD et al. (2007) report for the Upper Muschelkalk aquifer in the Western SMB a a TAP resource of 2,700 PJ, whereas SIGNORELLI & KOHL (2007) 2,900 PJ for the northern part; both for a production period of 30 years.

The Malm layers appear in the SMB also in Helvetic facies (properties see under German Molasse Basin). Unlike the intensive karstification in the German Molasse, the Malm karst in the SMB is low on one hand, on the other the karst cavities are usually sealed by fine-grained Eocene clays (Bohnerz Formation). This certainly limit their potential The Upper Muschelkalk carbonates are therefore more prospective.

The assessment in both parts of the basin shows that the overall SMB potential is not uniformly distributed over the basin (*Figure 12*).

Very recently, the publication by CHELLE-MICHOU et al. (2017) describes the geothermal state of the deep Western Alpine Molasse Basin, stretching from the French basin end at Aix-lesBains/Lac d'Annecy to Yverdon/Lac de Neuchâtel in Switzerland. It presents, besides constituting a

Muschelkalk were estimated to be only 2,500 and 3,600 TJ/year.

More recently, several geothermal resource assessments were published, covering nearly the entire SMB: BAUJARD et al. (2007), SIGNORELLI & KOHL (2007). KOHL et al. (2010). These assessments forecast the possible geothermal productivity of aquifers (by doublet systems) over a 30-year life

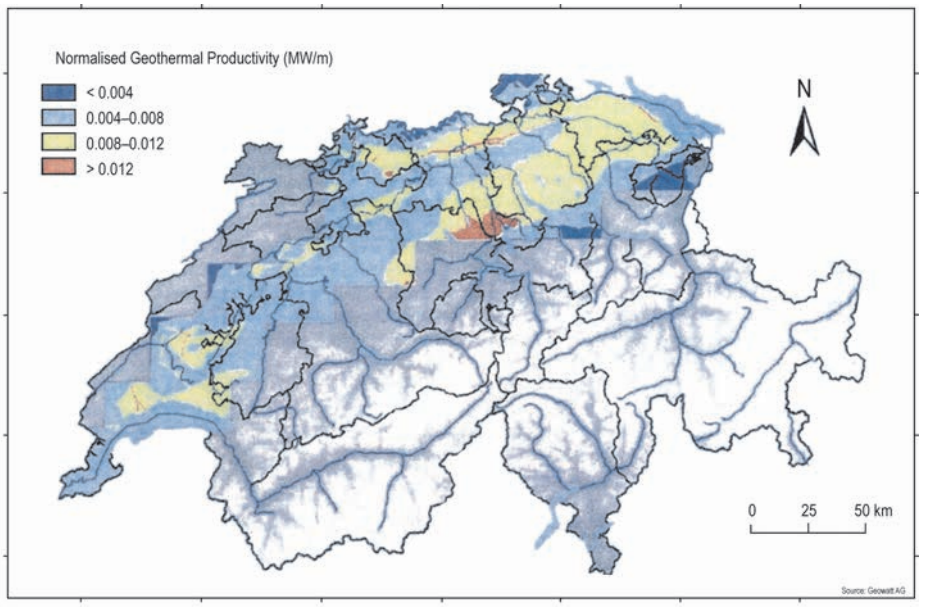


Figure 12. Depth-corrected representation of a normalised geothermal productivity including the following aquifer: topmost fractured crystalline, Upper Muschelkalk and Upper Marine Molasse in Northern and Western Switzerland. The estimated mean geothermal productivity for each aquifer has been divided by the local depth. Figure from KOHL et al. (2010). For the SMB boundaries see Figure 9

12. ábra. *Mélységgel normált geotermikus produktivitás (MW/m) Észak- és Nyugat-Svájcban (SMB) a következő vízadók figyelembevételével: legfelső töredezett kristályos kőzet, felső-Muschelkalk és felső tengeri-Molasse (KOHL et al. 2010). Az SMB határait lásd 9. ábra*

borehole data-driven 3D geostatistical temperature model of the basin, considerations about the geothermal potential. In particular, it states that "the great geothermal potential of the basin for low-enthalpy resources makes little doubt". It is further claimed that the potential is associated with faulted and karstic reservoirs. Here it should be mentioned that the faults might be restricted in amount and extension — besides having some risks of seismicity, which could be induced by geothermal operations, like reinjection. The extent and intensity of karstification is also mainly unknown.

A certain potential could be related to Permo-Carboniferous troughs below the basin, especially due to potentially uprising warm waters along their boundary fault-zones. Such have been clearly detected in Canton Aargau, as demonstrated in GRIESSER & RYBACH (1989). Whether the top of the crystalline basement underlying the basin is more permeable than further below (and if so, to what depth) is still unclear. Nevertheless this zone could also have geothermal potential.

Outlook: Future expectations in and challenges for SMB

The annual electricity demand in Switzerland in 2018 amounted to 57.6 TWh, see SFFO (2019), the currently operating Swiss nuclear power plants produced 24.4 TWh. As the result of public voting, the power plants should be decommissioned; the first in 2020, the last about in 2030. The official Swiss Energy Strategy of the Government ES2050 (SFOE, 2015) foresees to fill the resulting gap until 2050 (besides imports) by electricity saving on one hand, and by new renewable energy power installations on the other. The Swiss geothermal electricity supply should increase from zero today to 4.4 TWh in 2050. This is about 7% of the current demand. The 4.4 TWh in 2050 would require about 550 MWe installed power plant capacity (details see in LINK et al. 2019).

This is a very, very ambitious goal! It is foreseen that about half of the capacity should come from hydrothermal, the other from EGS resources — as indicated in *Figure 13*. Based on present knowledge it is highly questionable if efficient hydrothermal resources are present in Switzerland that could provide a power capacity of 250 MWe. From resources in the SMB most probably not. Deep aquifers with wide lateral extension and high geothermal potential are rare, contrary to the German or Austrian parts of the Basin. Up to now, 10 deep boreholes have been drilled at several locations, all over the SMB: in Kreuzlingen (1988), Bulle (1992), Bassersdorf (1993), Weissbad (1993), Geneva (1993), Zürich Triemli (2010), Schlattingen (2011, 2013), St. Gallen (2013) and Satigny (2018). Of these, only one drilling was successful and seven were a failure. From the rest of Switzerland (Jura and Alps), little is known in terms of geothermal potential; current knowledge indicates low probability of success to find hydrothermal resources.

The other half of the 4.4 TWh should come from Enhanced Geothermal Systems (EGS), producing with 250 MWe. Theoretically this is possible since hot deep rocks are present everywhere and could deliver enough heat (with temperatures above 100 °C). But the question is: how?

The EGS technology itself has great potential but it is still in the proof of concept stage. One of the key problems is the creation of an efficient, deep heat exchanger. This should consist of an extended, well interconnected, suf-

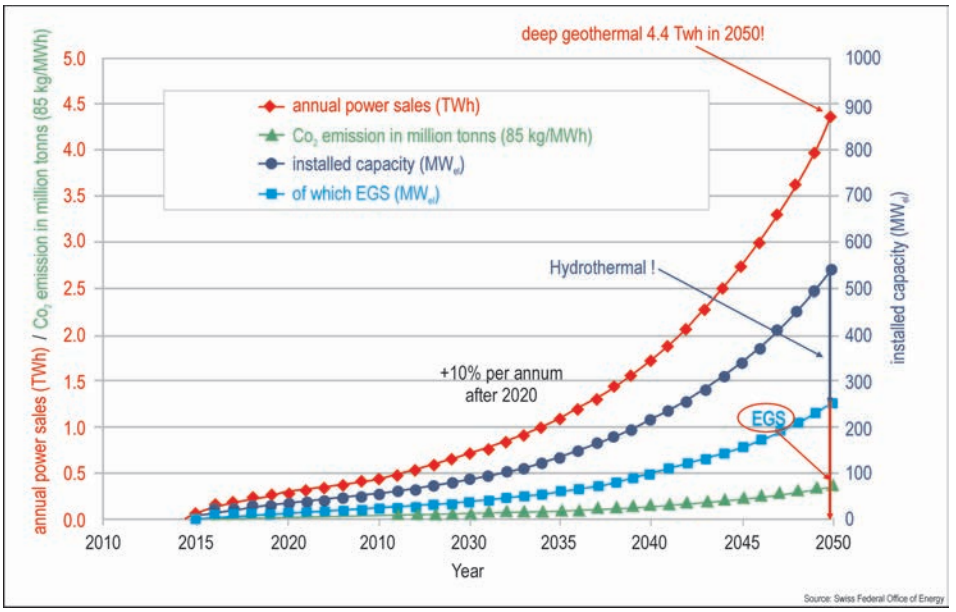


Figure 13. The official "Swiss Energy Strategy 2050" of the government sets ambitious goals: it calls for 4.4 TWh electricity from geothermal sources. This could hardly come from the SMB. For details see text

13. ábra. *A hivatalos „Svájci Energiastratégia 2050" ambiciózus célja 4,4 TWh elektromos energia előállítása geotermiából. Ez aligha tud megvalósulni a Svájci Molasse-medencéből (SMB)*

ficiently permeable fracture network. It is foreseen to realize this network by hydraulic stimulation, without induced seismicity. Establishing such heat exchangers need to be possible regardless of the local subsurface conditions, should the EGS technology be ubiquitously applicable as advocated for by TESTER et al. (2006). Intensive R&D is ongoing now in several countries to find solutions to these problems (see BREEDE et al. 2013); however very substantial funding will be needed to answer the many questions still open.

Should the EGS technology be ready to implement, then crystalline rocks below the SMB would be suitable candidates. Details see in RYBACH et al. (1978).

Some final remarks

Moderate to great geothermal potentials can exist in many sedimentary basins. Currently there is growing interest about this potential As an example: the University of Alberta is organising a research conference on the geothermal potential of sedimentary basins, 14–18 October 2019 in Edmonton, Canada. Topics include geoscience, engineering, policy, regulation, and social license issues.

A novel, promising future development would be the use of oil/gas wells for coproduction of hot water or utilizing unused/abandoned wells for geothermal purposes. Especially in Alberta, Canada there are many thousand boreholes; quite a number of them are envisaged for this option, see e.g. MAJOROWICZ et al. (2013). It is interesting to note, that already the third "Hydrocarbon–Geothermal Technology Crossover Workshop" took place in Geneva, Switzerland on 9–10 April 2019, organised by AAPG (American Association of Petroleum Geologists) and IGA (International Geothermal Association). The theme was "Making Geothermal Energy Profitable: from Subsurface Uncertainties to Viable Business Models". Joining forces of geothermal developers with the oil/gas industry (the dominant global players in sedimentary basins) would be highly beneficial; cooperating oil/gas and geothermal experts and developers would be a dream team!

Conclusions

In general, sedimentary basins have significant geothermal potential. Deep aquifers are key components. The factors, conditions, and processes that define and control the potential are: processes during basin formation like sedimentation, karstification, fracturing; rock porosity, permeability / fluid content; depth/temperature; hydrogeology; production sustainability. These factors are demonstrated using the example of the following basins: U.S. basins, Paris Basin, Pannonian Basin, Western and Eastern parts of the Molasse Basin, and specially and in more detail on the Swiss Molasse Basin (SMB).

The absence of thermal springs in the SMB (with one exception) indicates that vertical permeability in the basin (e.g. in steep fracture systems) is rather low.

A number of efforts were undertaken to assess and quantify the SMB potential. They present various numbers on numerous maps, especially about deep aquifers. The realisation of their potential in the SMB is so far really modest: from 10 deep drilling projects started in various locations to date only one is successful, two are partial success.

Based on the current data base and knowledge about deep aquifers in the SMB it will hardly be possible to fulfill the requirements of the Swiss Energy Strategy EN2050, which requires geothermal power plants with an installed capacity of 250 MWe capacity based on hydrothermal resources.

The situation is much better in utilising the shallow subsurface: the extensive deployment of geothermal heat pumps — especially in the SMB — is a Swiss success story, which made the country a world leader in the use of this technology.

Acknowledgment

Sincere thanks are due to three reviewers, for their constructive remarks and requests.

References — Irodalom

ANDERSON, T. 2013: Geothermal Potential of Deep Sedimentary Basins in the United States. — *Geothermal Resources Council Transactions* **37,** 223–229. https://doi.org/10.1190/urtec2013-202

BACHMANN, G. H., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. 1986: Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland). — *Tectonophysics* **137,** 77–92.

BAUJARD, C., SIGNORELLI, S. & KOHL, T. 2007: Atlas de ressources géothermique de la Suisse occidentale — domaine sud-ouest du Plateau Suisse. — *Matériaux pour la Géologie Suisse, Géophysique* **40,** 56 p.

BOISSAVY, C., VERNIER, R. & LAPLAIGE, P. 2013: Geothermal Energy Use, Country Update for France. — *Proceedings, Geothermal Energy Congress 2013,* 12 p.

BREEDE, K., DZEBIASHVILI, K., LIU, X. & FALCONE, G. 2013: A systematic review of enhanced (or engineered) geothermal systems: past, present and future. — *Geothermal Energy* **1,** 1–27.

CHELLE-MICHOU, C., DO COUTO, D., MOSCARIELLO, A., PHILIPPE RENARD, PH. & RUSILLON, E. 2017: Geothermal state of the deep Western Alpine Molasse Basin, France–Switzerland. — *Geothermics* **67,** 48–65. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.01.004

DERCOURT, J. 2002: *Géologie et géodynamique de la France.* — 3e ed., Dunod, 336 p.

DIRNER, S. & STEINER, U. 2015: Assessing Reservoir Uncertainty with Stochastic Facies Modeling of a Hydrothermal Medium Enthalpy Reservoir (Upper Jurassic Carbonates of the Southern German Molasse Basin). — *Proceedings, World Geothermal Congress 2015,* 11 p.

GeoMol Team 2015: GeoMol — Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources. — *Project Report,* 188 p. (Augsburg, LfU)

GOLDBRUNNER, J. 2015: Austria Country Update. — *Proceedings, World Geothermal Congress 2015,* 13 p. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.11.003

GOLDSTEIN, B. A., HIRIART, G. L., TESTER, J. W., BERTANI, R., BROMLEY, C., GUTIERREZ-NEGRIN, L., HUENGES, E., RAGNARSSON, A., MONGILLO, M., MURAOKA, H. & ZUI, V. I. 2011: Great expectations for geothermal energy to 2100. — *Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, 31 January 2 –February 2011.*

GRIESSER, J. & RYBACH, L. 1989: Numerical thermohydraulic modeling of deep groundwater circulation in crystalline basement: An example of calibration. — In: BECK., A. E., GARVEN, G. & STEGENA, L. (eds): Hydrogeological Regimes and Their Subsurface Thermal Effects. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* **47/2,** 65–74. https://doi.org/10.1029/GM047p0065

HARTMANN, H., BEILECKE, T., BUNESS, H., MUSMANN, R. & SCHULZ, R. 2015: Seimische Exploration für Tiefe Geothermie. — *Geologisches Jahrbuch Reihe B* **104,** 271 p.

HOMUTH, S., GÖTZ, A. & SASS, I. 2015: Physical Properties of the Geothermal Carbonate Reservoirs of the Molasse Basin, Germany — Outcrop Analogue vs. Reservoir Data. —*Proceedings, World Geothermal Congress 2015,* 11 p.

HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **54,** 328–352. https://doi.org/10.1016/ j.geothermics.2014.07.009

IEA 2011: Technology Road Map – Heat and Power. 45 p. (Paris, International Energy Agency)

KHAIR, A. H. 2013: Coupling Petrography and Seismic Attributes for Locating Permeable Zones in the Cooper Basin/South Australia, Possible Workflow for Geothermal Projects. — *Proceedings, Australian Geothermal Energy Conference 2013,* 5 p.

KOHL, T., SCHILL, E. & BAUJARD, C. 2010: Geothermische Ressourcenbewerung in Hinsicht auf mögliche Nutzungskonflikte im Schweizer Molassebecken. — *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, Berlin* **38/1,** 27–39.

LE BRUN, M., HAMM, V., LOPEZ, S., UNGEMACH, P., ANTICS, M., AUSSEUR, JY., CORDIER, E., GIUGLARIS, E., GOBLET, P. & LALOS, P. 2011: Hydraulic and thermal impact modelling at the scale of the geothermal heating doublet in the Paris Basin, France. — *Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 31 – February 2, 2011.* 14 p.

LIMBERGER, J., BOXERN, T., PLUJMAEKERS, M., BRUHN, D., MANZELLA, A., CALCAGNO, P., BEEKMAN, F., CLOETING, S. & VAN WEES, J.-D. 2018: Geothermal energy in deep aquifers: A global assessment of the resource base for direct heat utilisation. — *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **82,** 961–975.

LINK, K. 2018: *Statistik der geothermischen Nutzung in der Schweiz — Ausgabe 2017.* — Energie Schweiz, Bern, 59 p.

LINK, K., SIDDIQI, G. & LUPI, N. 2019: Geothermal Energy Use, Update for Switzerland. *Proceedings, European Geothermal Congress 2019,* p. 13.

LUND, J., SANNER, B., RYBACH, L., CURTIS, R. & HELLSTRÖM, G. 2003: Ground source heat pumps – A world review. — *Renewable Energy World, July–August 2003,* 218–227.

MAJOROWITZ, J., HOFMANN, H. & BABADAGLI, T. 2013: Deep Geothermal Heat Storage Under Oilsands — Can We Use it to Help Oilsands Industry? — *Geothermal Resources Council Transactions* **17,** 6 p.

MOECK, I., UHLIG, S., LOSKE, B., JENTSCH, A., FERREIRO MÄHLMANN, R. & STEPHAN, H. 2015: Fossil Multiphase Normal Faults-Prime Targets for Geothermal Drilling in the Bavarian Molasse Basin? — *Proceedings, World Geeothermal Congress 2015,* 7 p.

OTTLIK, P., GÁLFI, J., HORVÁTH, F., KORIM, K. & STEGENA, L. 1982: The Low Enthalpy Geothermal Resource of the Pannonian Basin. — In: RYBACH, L. & MUFFLER, P. (eds): *Geothermal Systems — Principles and Case Histories.* John Wiley &Sons, Chichester, 359 p.

PFIFFNER, O. A. 1986: Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. — *Special Publications of International Association of Sedimentologists* **8,** 219–228.

RYBACH, L. 1992: Geothermal potential of the Swiss Molasse Basin. — *Eclogae Geologicae Helvetiae* **85,** 733–744.

RYBACH, L. 2003: Geothermal Energy — Sustainability and the Environment. — *Geothermics* **32,** 463–470. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(03)00057-9

RYBACH, L. 2010: The "Future of Geothermal Energy" and its challenges. — *Proceedings, World Geothermal Congress 2010,* 4 p.

RYBACH, L. 2012a: Geothermal Heat Pumps. — In: SAYIGH, A. (ed.): *Comprehensive Renewable Energy* **7,** Oxford, Elsevier, 187–205.

RYBACH, L. 2012b: New developments in geothermal heat pumps – with a view to the Swiss Success Story. — *Proceedings, Japan International Geothermal Symposium, Fukuoka*. p. 5973. https://doi.org/10.11367/grsj.35.35

RYBACH, L. 2015: Classification of geothermal resources by potential. — *Geothermal Energy Science* **3,** 1–5. https://doi.org/10.5194/gtes-3-13-2015

RYBACH, L. & SANNER, B. 2017: Geothermal Heat Pump Development Trends and Achievements in Europe. — In: BERTANI, R. (ed.): *Perspectives for Geothermal Energy in Europe.* — Imperial College Press, London, 215–253. https://doi.org/10.1142/9781786342324_0008

RYBACH, L., BODMER, P., PAVONI, N. & MUELLER, S. 1978: Siting criteria for heat extraction from hot dry rocks: Application to Switzerland. — *Pure and Applied Geophysics* **116,** 1211–1224.

SFOE 2015: Energy Strategy 2050. — In: https://www.bfe.admin.ch/bfe/en/home/policy/energy-strategy-2050.html

SFFO 2019: Electricity statistics. — In: https://www.bfe.admin.ch/bfe/en/home/supply/statistics-and-geodata/energy-statistics/electricity-statistics.html

Shipilin, V., Tanner, D.C., Moeck, I. & Hartmann, H. 2019: Facies and structural interpretation of 3D seismic data in a foreland basin: A case study of the geothermal prospects of Wofratshausen. — *Geothermische Energie* **91,** 24–25.

Signorelli, S. & Kohl, T. 2006: Geothermische Ressourcenatlas der Nordschweiz — Gebiet des nördlichen Schweizer Mittellandes. — *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Serie Geophysik* **39,** 94 p.

Siler, D., Faulds, J. & Hinz, N. 2015: Regional and Local Geothermal Potential Evaluation: Examples from the Great Basin, USA, Iceland and East Africa. — *Proceedings, World Geothermal Congress 2015,* 10 p.

Tester, J., Anderson, B. J., Batchelor, A. S., Blackwell, D. D., DiPippo, R., Drake, E. M., Livesay, B., Moore, M. C., Nichols, K., Petty, S., Toksöz, M. N. & Veatch, Jr., R. W. 2006: *The Future of Geothermal Energy — Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century.* — MIT Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 358 p.

Tóth, J. 2009: *Gravitational Systems of Groundwater Flow.* — Cambridge University Press, New York, 297 p.

Tóth, J. & Almási, I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. — *Geofluids* **1,** 11–36. https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2001.11004.x

Ungemach , P., Piemonte, C., Antics, M. & Promis, M. P. 2014: A Reservoir Engineering Approach of Low Enthalpy Geothermal Hear Reclamation. — *Geothermal Resources Council Transactions* **38,** 927–937.

Ungemach, P. & Antics, M. 2015: Assessment of Deep Seated Geothermal Reservoirs in Selected Sedimentary Environments. — *Proceedings, World Geothermal Congress 2015,* 15 p.

Vernier, R., Laplaige, P., Desplan, A. & Boissavy, C. 2015: France Country Update. — *Proceedings, World Geothermal Congress 2015,* 8 p.

Weber, J., Ganz, V., Schellschmidt, R., Sanner, B. & Schulz, R. 2015: Geothermal Energy Use in Germany. — *Proceedings, World Geothermal Congress 2015,* 15 p.

Manuscript recieved: 30/04/2019

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

149/4, 415–416., Budapest, 2019

Hírek, ismertetések

Összeállította: CSERNY TIBOR

Események, rendezvények

Beszámoló a IX. Összegyetemi Terepgyakorlatról

Idén kilencedik alkalommal vettek részt hazánk földtudományi képzésekben részt vevő hallgatói földtani terepgyakorlaton. Augusztus 21. és 26. között tartalmas hetet tölthetett el az a 13 résztvevő, aki a programsorozatban először bemutatásra kerülő észak-magyarországi régió középső részét járta be. A rendezvény az indulástól fogva jó hangulatban telt, hiszen a résztvevők már nem először vágták kalapácsukat ebbe a vállalkozásba.

A 2011-ben létrejött programsorozat célja, hogy kiemelkedő hazai földtani szaktekintélyek közreműködésével a hazai földtudományi képzésben részt vevő egyetemi hallgatók részére, évente változó helyszínekkel, közös, nyári földtani terepgyakorlatot szervezzünk. A program során az elméleti háttérrel bíró hallgatókat komplex gondolkodásra és gyakorlati feladatok megoldására ösztönözzük a terepen, amellyel egyrészt látásmódjuk és problémamegoldó készségük fejlődik, másrészt a szakmában nélkülözhetetlen terepi tapasztalatokra tesznek szert. Célunk továbbá a hallgatók kapcsolati rendszerének bővítése is, valamint egy olyan szakmai műhely létrehozása, amely szervesen kötődik a Magyarhoni Földtani Társulathoz, a földtannal foglalkozó szakemberek szakmai közösségéhez.

A 9. Összegyetemi Terepgyakorlat augusztus 21-én a Szent Gellért térről indult, ahol LEÉL-ŐSSY Szabolcs, a rá jellemző lelkesedéssel várta a résztvevőket. Elsőként a Gellért-hegy geológiájáról és kutatástörténetéről tartott előadást, majd a Gellért fürdő forrásait tekintettük meg, végül a hegy karsztos folyamatait és az urbanizáció következményeit tanulmányoztuk. A délután folyamán a metróvonalak építésének földtani vonatkozásaival, és a metróállomások díszítőköveivel ismerkedtünk meg. A napot a kissváb-hegyi kőfejtőben zártuk.

A második napot a 150 éve alapított Földtani Intézet 120 éves épületében töltöttük, ahol MAKÁDI László tárlatvezetése után SIMON István, KÓNYA Péter, BESNYI Anikó és VÍGH Csaba vezetett körbe a laboratóriumokban. Délután BUDAI Tamás a Budai-hegység földtani felépítését mutatta be Zugligeti példákon. A nap végén Tardos felé vettük az irányt, ahol továbbiakban a szállásunk volt.

Pénteken SZEBERÉNYI József vezetésével a Dunakanyar teraszainak pleisztocén és miocén kavicsainak szétválogatásába próbálhattuk ki magunkat, majd pedig paleotalajokat tanulmányoztunk az itt található löszökben, végül őskörnyezeti rekonstrukciót próbáltunk meg felvázolni.

A hétvége első napját BOTKA Dániel a Gerecse hegység ősmaradványait mutatta be tardosbányai, süttői és neszmélyi példákon keresztül. Vasárnap GÁL Péter és LANGE Thomas a Nagybörzsöny geológiájával ismertette meg a résztvevőket, kiemelve az ércesedést, és annak ásványfázisait.

Hétfői záró napunkon, SELMECZI Ildikó az Úny–Máriahalom közötti homokbánya ősmaradványait és a biatorbágyi Nyakas-kő őslővilágát mutatta be, majd PALOTÁS Klára a sóskúti mészkőbánya földtani érdekességeivel ismertetett meg bennünket.

A terepgyakorlat támogatói a Magyarhoni Földtani Társulat, a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Tardos Önkormányzata, O&GD Central Kft., Reneszánsz Kőfaragó Zrt., Dekor-Stein Kőbánya Kft., Sóskúti Kőbánya Kft., Úny-Máriahalmi homokbánya voltak, akiknek köszönetünket fejezzük ki.

A résztvevő hallgatók hálásak SIMON Istvánnak és BOTKA Dánielnek a terepgyakorlat megszervezéséért, továbbá a résztvevők aktív közreműködéséért.

SIMON István

Személyi hírek

Az államalapítás ünnepe, augusztus 20-a alkalmából, kiemelkedő színvonalú munkája elismeréseként Magyar Érdemrend Tisztikereszt polgári tagozat kitüntetésben részesült Dr. SZŰCS Péter bányamérnök, a Magyar Tudományos Akadémia doktora, a Miskolci Egyetem Műszaki Földtudományi Karának dékánja, a kar Környezetgazdálkodási Intézete Hidrogeológiai–Mérnökgeológiai Intézeti Tanszékének egyetemi tanára. Prometheus-díjban részesült GOMBÁRNÉ FORGÁCS Gizella az MBFSZ munkatársa.

Szívből gratulálunk!

Gyászhír

Fájdalommal tudatjuk, hogy elhunyt Dr. BAKSA Csaba a Társulat volt elnöke és LORBERER Árpád Ferenc hidrogeológus tagtársunk.

Emléküket szívünkben és munkáikban tovább él!

Könyvismertetés

BABINSZKI Edit: 150 éves a Földtani Intézet

Kiadja a Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Felelős kiadó: FANCSIK Tamás elnök, Budapest, 2019. 251 oldal.

Nem könnyű egy történelmi távlattal rendelkező és rendkívül sokoldalú tevékenységet folytató kutatóintézet történetét egy tartalmilag kerek egészet alkotó könyvben összefoglalni. BABINSZKI Editnek, a könyv Szerzőjének sikerült. Ebben nyilvánvalóan szerepe van újságírói, filmrendezői gyakorlatának, de legfőképpen az Intézethez fűződő érzelmi kötődésének. Ez az érzelmi kapcsolat tetten érhető a könyv előszavában, ahol jelzi, hogy több mint egy évtizede osztozik „…az intézet mindennapi örömein és bánatain." Nekem, aki ötven éve kötődöm valamilyen szinten a Földtani Intézethez, öröm volt kézbe venni a kiadványt.

A Szerző a könyv vezérfonalául a Földtani Intézet 1869. június 18-án kelt alapító okiratát választotta, ami alig veszített valamit tartalmi aktualitásából az elmúlt 150 év alatt. A könyv egyes fejezetei követik az alapító okiratban lefektetett célkitűzések tematikáját, az ország geológiai megismerését célzó térképezési feladatoktól a gyűjtemények és laboratóriumok létesítésén át az ismeretterjesztésig. Külön fejezet foglalkozik az alapítás körülményeivel és az Intézet Stefánia úti székházának történetével.

A könyv, összehasonlítva az Intézet alapításának 100., majd 125. évfordulójára megjelent, mély szakmai tartalommal megtöltött művekkel, könnyedebb, olvasmányosabb, sokkal szélesebb olvasói körnek szóló alkotás. A Szerző hangsúlyozza is előszavában, hogy nem az elmúlt másfél évszázad kutatási eredményeinek összegzése volt a cél, bár számos fontos tudományos, szemé-

lyekhez kötött kutatási eredményt megtalálhatunk az egyes fejezetekben.

A 150 év történetét enciklopédia szerűen dolgozta fel a Szerző. Az álló, normál A4 méretet meghaladó, kemény kötéses album formátuma összhangban van a szerzői célkitűzésekkel, könnyen kezelhető, jól áttekinthető, a nagyszámú térkép reprodukció is jól olvasható. A számos tipográfiai leleménnyel tagolt szöveges részeket bőséges színes képi anyag egészíti ki és illusztrálja. A fejezetek címválasztása, mint „A kézzel színezett térképektől a digitális adatbázisokig", vagy „A kalapácstól az okostelefonig", vagy „A Bunsen-égőtől az optikai lumineszcens kormeghatározásig" könnyed stílusú, a téma iránt érdeklődő, nem szakember olvasók figyelmének felkeltését célozza.

Az egyes fejezeteken belül az időrendiség a Szerző vezérlő elve. A „150 év" című fejezet rövid összefoglalása az Intézet sokszínű, dicsőséggel és nehézségekkel váltakozó korszakainak. Bemutatja az egymást követő igazgatókat, azt, hogy a történelmi változások hogyan befolyásolták az Intézet működését, hogyan változtak a kutatás súlyponti kérdései, egészen a 2012. évi intézményi átalakítás következményéig.

A további fejezetek az Intézet legfontosabb feladatáról, a földtani térképezésről, az ásványinyersanyag-kutatásról, a gyűjteményekről, az anyagvizsgálatokat biztosító laboratóriumokról, a szakemberekkel és a nagyközönséggel történő kapcsolattartásról, benne a Könyvtárról, és végül Lechner Ödön Art Geo Palotájáról szólnak, időrendben követve az egyes szakterületeken bekövetkezett másfél évszázados változásokat.

A Műszaki szerkesztők, Soós Borbála és Soós Katalin érdeme, hogy megoldották a párhuzamosan futó, egymáshoz lazán kötődő szövegrészek egységbe foglalását, ugyanakkor formai elkülönítését. Ehhez a betűméretek és betűszínek váltogatásának eszközét használták. Az egyes fejezeteket a Szerző rövid, arany színű betűkkel szedett előszava vezeti be. Magát a törzsszöveget a szürke szín jelzi. A keretes írások egy része kék színű, ebben főleg az Intézet működésével kapcsolatos dokumentumok, ügyrendek kaptak helyet, de hasonló megjelenésűek azok a tematikus ismertetések, amik például a földtani térképekkel, az Alapszelvény Programmal, az ImaGeo rendszerrel, önálló gyűjteményi egységekkel vagy egyedi őslénytani leletekkel kapcsolatosak. Szépia színűek azok az írások, amik neves geológus elődeink, Hantken Miksa, az első igazgató, Semsey Andor, a legnagyobb mecénás, a kalandos életű Nopcsa Ferenc, a fellendülés időszakának igazgatója Fülöp József, vagy Hámor Géza, és számos jeles szakember életrajzi adatait, munkásságát mutatják be. Ugyanígy emelik ki a környezetből a különlegességnek számító, és az Intézet egyedi, vonzó munkahelyi környezetét igazoló „Családok a Földtani Intézetben" írásokat. Közöttük a Böckh János – Böckh Hugó, idősebb és ifjabb Lóczy Lajos, és a két Noszky apa-fiú kapcsolatát, vagy a három generációs Vogl-Földvári családét.

A Szerző tovább színesítette a művet azzal, hogy közölte egy sor, szájhagyomány útján terjedő geológus nóta szövegét, olyanokat, mint az „Eötvös Loránd egyetemen…", „Aluminiumedény", „Acetilén Jim", és másokat, amiket a szakma, a közös egyetemi évek, a tanulmányok ihlettek.

A mű több mint felét kitevő képanyag egyszerűen lenyűgöző! Archív terepi felvételek, portrék, régi eszközök, térképek, reprodukciók, épületrészek színes kavalkádja a könyv, ami ugyanakkor szerves egészet alkot. A képek jelentős része — technikai okok miatt — sem jelent meg korábban kiadványban, így együtt pedig dokumentációs erővel bírnak, alátámasztva a Földtani Intézet egyedi, sokszínű tevékenységét. A képek ma az MBFSZ gyűjteményében találhatók, de ki kell emelni Lantos Zoltán felvételeit az Intézet mindennapjairól.

Olvasás után azzal a megnyugvással tehetjük le a könyvet, hogy a Szerző méltó emléket állított a Földtani Intézet megismételhetetlen, folytatás nélküli történetének.

Brezsnyánszky Károly

Varga Andrea: Híd a kémiához. A földtudományok általános, szervetlen és fizikai kémiai alapjai

Egyetemi tankönyv (elektronikus tananyag), Szegedi Tudományegyetem, TTIK Földrajzi és Földtudományi Intézet, Szeged, 305 p. (https://http://eta.bibl.u-szeged.hu/2088/)

A Szegedi Tudományegyetem Természettudományi és Informatikai Karán a Földtudományi BSc, a Földrajz BSc és az osztatlan földrajztanár szakokon az első évfolyam első szemeszterében kötelező „A földtudományok/földrajz kémiai alapjai" megnevezésű előadási kurzus. Igazodva a 21. század megváltozott igényeihez, illetve a természettudományos tárgyak közoktatási óraszámának csökkenéséhez, felmerült az igény egy olyan modern szemléletű tankönyv fejlesztésére, ami földtudományi példákon keresztül tárgyalja a legfontosabb kémiai háttérismereteket. Ebből a célból készítette el az SZTE TTIK Földrajzi és Földtudományi Intézet Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékének munkatársa, Dr. Raucsikné Dr. Varga Andrea (egyetemi adjunktus, Földtudományi BSc szak mentor-tanácsadó, okleveles kémia–földrajz–geológia spec. szakos középiskolai tanár, okleveles geológus) a „Híd a kémiához" című elektronikus tankönyvet (lektorálta: Prof. Dr. HeténYi Magdolna, professor emerita, a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja), ami a legfontosabb általános, szervetlen és fizikai kémiai alapokat ismerteti.

A tanulásieredmény-alapú tananyagfejlesztés jegyében született, nyolc fejezetből álló, igényes, színes ábrákkal illusztrált tankönyv első három fejezete a kémiai (és bizonyos fizikai) elméleti ismeretek alapszintre hozását, a felzárkóztatást célozza meg, ezért a részismeretek alapjaira is kitér (pl. atom, elem, vegyület, munka, energia, pH fogalmának meghatározása). Ezt követően az anyag felépítésétől kiindulva az atomok elektronszerkezetének bemutatásán keresztül tárgyalja az elemek periódusos rendszerét, majd a kémiai kölcsönhatások jellemzőit, továbbá ezek hatását az anyag halmazállapotára és a természetben önként lejátszódó folyamatokra. Alapvető cél, hogy az összefüggések felismerésével komplex természettudományos látásmód (integrált kémiai, fizikai, természeti földrajzi és geológiai ismeretek) alakuljon ki. A szövegben kiemelt legfontosabb szakkifejezések az egyes fejezetek végén megtalálható fogalomtárban kaptak helyet. Az elméleti ismeretek elsajátítását, illetve gyakorlati alkalmazását számos önellenőrző kérdés segíti, amelyek megoldásait is megtaláljuk e tankönyvben. A szakkifejezések útvesztőjében történő eligazodást az angol–magyar kisszótár segíti.

Az elektronikus tananyag a Szegedi Tudományegyetemen készült az Európai Unió támogatásával (projekt azonosító: EFOP-3.4.3-16-2016-00014).

Magyarhoni Földtani Társulat
Alföldi Területi Szervezete

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
149/4 (2019), 295–416

Tartalom — Contents

SZTANÓ Orsolya: Szerkesztői előszó. — *Editorial preface.* 296

FODOR, László: Results, problems and future tasks of palaeostress and fault-slip analyses in the Pannonian Basin: the Hungarian contribution. — *Feszültségmező- és vetőminta-elemzés eredményei, problémái és további feladatai a Pannon-medencében: a magyar kutatók hozzájárulása.* 297

†HORVÁTH Ferenc, KOROKNAI Balázs, TÓTH Tamás, WÓRUM Géza, KONRÁD Gyula, KÁDI Zoltán, KUDÓ István, HÁMORI Zoltán, FILIPSZKI Péter, NÉMETH Viktor, SZÁNTÓ Éva, BÍRÓ Anna, KOROKNAI Zsuzsa, FÖLDVÁRI Koppány, KOVÁCS Gábor: A „Kapos-vonal" középső szakaszának szerkezeti-mélyföldtani viszonyai és neotektonikai jellegei a legújabb geofizikai vizsgálatok tükrében. — *Structural-geological and neotectonic features of the middle portion of the Kapos line based on the results of latest geophysical research.* 327

MAGYAR, Imre, SZTANÓ, Orsolya, SEBE, Krisztina, KATONA, Lajos, CSOMA, Vivien, GÖRÖG, Ágnes, TÓTH, Emőke, SZUROMI-KORECZ, Andrea, ŠUJAN, Michal, BRAUCHER, Régis, RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zsófia, KOROKNAI, Balázs, WÓRUM, Géza, SANT, Karin, KELDER, Nick, KRIJGSMAN, Wout: Towards a high-resolution chronostratigraphy and geochronology for the Pannonian Stage: Significance of the Paks cores (Central Pannonian Basin). — *A paksi fúrómagok szerepe a pannóniai emelet nagy felbontású időrétegtanának és geokronológiájának kifejlesztésében.* 351

SACCHI, Marco, CACCAVALE, Mauro, CORRADINO, Marta, ESPOSITO, Giuseppe, FERRANTI, Luigi, HÁMORI, Zoltán, †HORVÁTH, Ferenc, INSINGA, Donatella, MARINO, Camilla, MATANO, Fabio, MOLISSO Flavia, NATALE Jacopo, PASSARO Salvatore, PEPE, Fabrizio, TÓTH, Tamás: The use and beauty of ultra-high-resolution seismic reflection imaging in Late Quaternary marine volcaniclastic settings, Bay of Naples, Italy. — *Ultra nagy felbontású reflexiós szeizmikus képalkotás haszna és szépségei: késő-negyedidőszaki tengeri vulkanoklasztos felépítmények a Nápolyi-öbölben.* 371

TIMÁR Gábor, FERENCZ Csaba, DRAHOS Dezső, ÁDÁM József, MOLNÁR Gábor: A Föld alakja és a geodinamika — az ELTE Geofizikai Tanszékén az 1960-as években végzett műholdas Doppler-mérések és jelentőségük áttekintése. — *Shape of the Earth and geodynamics — overview of the satellite Doppler measurements at the Department of Geophysics of ELTE in the 1960s and their importance.* 395

RYBACH, Ladislaus: Geothermal Potential of Sedimentary Basins, especially of the Swiss Molasse Basin. — *Üledékes medencék geotermikus potenciálja, különös tekintettel a svájci Molasse-medencére.* 401

Hírek, ismertetések (összeállította CSERNY Tibor) 415

Nemzeti Kulturális Alap