

# Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata  
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 124. No. 3.



Budapest, 1994

## Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata  
*Bulletin of the Hungarian Geological Society*

Vol. 124. No. 3. 1994

Budapest

ISSN 0015-542X

Támogatók – *Sponsors*

Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest  
*Supported by the Hungarian Oil and Gas Co., Budapest*

Kőolajkutató Rt., Szolnok  
*Drilling Contractor and Service Company Szolnok*

Rotary Fúrási Rt., Nagykanizsa  
*Rotary Drilling Co. Ltd., Nagykanizsa*

Prímágáz-Hungária Rt., Budapest  
*Prímágáz Hungária Industrial Commercial Company Ltd., Budapest*

Felelős szerkesztő és kiadó  
*Responsible editor and publisher-in-charge*

KECSKEMÉTI Tibor  
Elnök — *President*

Szerkesztő — *Editor*

KÁZMÉR Miklós

Szerkesztő bizottság — *Editorial board*

DUDICH Endre, GRESCHIK Gyula, HORVÁTH Ferenc, KASZAP András,  
SZEDERKÉNYI Tibor, VÖRÖS Attila

Kérjük, a kéziratokat az alábbi címre küldjék

*Please, send manuscripts to*

Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.

*Földtani Közlöny* is abstracted and indexed in *GeoRef* (Washington), *Pascal Folio* (Orleans), *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* (Stuttgart), *Referativny Zhurnal* (Moscow) and *Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató* (Budapest).

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (máshol még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Előzetes megbeszélés alapján összefoglaló jellegű cikkek is beküldhetők.

A következő műfajokban várunk kéziratokat: értekezések, rövid közlemények, vitákat (a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be; a szerző lehetőséget kap, hogy válaszáat a vitacikkkel együtt jelentesse meg), hosszabb tanulmányok (szükséges a szerkesztőbizottsággal való előzetes egyeztetés), könyvkritika.

A folyóirat nyelve a magyar és az angol. A kézirat csak magyar nyelven is beküldhető. Az elfogadott kézirat angol változatának elkészítése a szerző feladata. Ennek terjedelméről a lektorok véleménye alapján a szerkesztőbizottság dönt.

*(Folytatás a borító 3. oldalán)*

## Assessing relative importance of compactional processes in the Neogene sandstones of the Pannonian Basin

A kompaktációs folyamatok jelentősége hazai neogén homokköveinkben

János MÁTYÁS<sup>1</sup>

(7 ábrával)

### Abstract

Quantitative thin-section analyses of samples from depth-range between 1.5 and 3.5 km reveal that compaction accounts for <50% of total porosity loss in the studied sandstones. In general, total compactional porosity loss increases with increasing burial. This phenomenon can be demonstrated by the relationship between intergranular volume (IGV) and burial depth:

$$IGV = -2.68d + 37.97$$

Petrographic evidence shows that compaction includes several processes, such as grain rearrangement by grain rotation, pressure solution and mica bending. Relative importance of the above processes as function of burial depth can be expressed as follows:

— porosity loss from pressure solution (PSPL)

$$PSPL = 2.68d - 1.34$$

— and from grain rearrangement (GRPL)

$$GRPL = 2.09d + 7.26$$

where  $d$  stands for depth in km. It appears that porosity loss from bending micas is nearly complete at 1.5 km depth, therefore it was considered as constant in the calculations. The above equations can provide a rough estimate of porosity loss by different compactional processes in other sedimentary basins with detrital composition and burial history similar to that of the Pannonian basin.

Key words: sandstone, compaction, Neogene, Pannonian Basin

<sup>1</sup>Geological Institute, University of Berne, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern

## Összefoglalás

A kompakció, vagyis az üledékes kőzetekben a növekvő rétegterhelés következtében lejátszó-dó folyamatok összessége jelentős szerepet játszik a porozitás csökkenésében. Vékonycsiszolati adatok alapján a kompakciós porozításvesztés a teljes porozításvesztés több mint 50 százalékáért felelős. A kompakció hatása a mélységgel nő, mint ahogyan azt a teljes szemcseközi tér mélységgel való csökkenése mutatja.

A kompakciós porozításvesztés több részfolyamatra vezethető vissza. E folyamatok a szemcsék geometriai elrendezésének változása, a nyomásoldódás, valamint a mechanikailag instabil szemcsék deformációja. Úgy tűnik, hogy ez utóbbi folyamat a vizsgált mélységtartományban (1,5 és 3,5 km között) már elérte a maximumot, míg az előző kettő esetén a mélységgel való lineáris vagy ahhoz közeli kapcsolat mutatható ki.

## Introduction

Reduction of pore-space with increasing burial is a general phenomenon in sandstones, although its relationship to depth appears to vary significantly between or even within individual sedimentary basins. The two main components of this pore-space reduction are the compactional and cementational porosity losses. Cementational porosity loss includes precipitation of authigenic minerals, and it is ultimately controlled by the chemistry of the host-rock/porewater system which can show distinct variations within the same basin, depending on fluid flow, temperature, etc. In contrast, compactional porosity loss is the mechanical response of sediments to the increasing effective stress due to burial, and therefore it is primarily governed by subsidence and the detrital composition and texture of the sediments. If we can derive a general trend for compactional porosity loss for a basin where these parameters are known, this trend will probably be applicable for other basins in similar geodynamic environments and with comparable detrital petrographies. The aims of this study are (1) to evaluate relative importance of the main compactional processes in the Pannonian Basin, and (2) to propose an empirical model, based on the obtained data, which can predict compactional porosity loss in rapidly subsiding Tertiary sedimentary basins for well sorted litharenites containing moderate amounts of detrital mica, but not other kinds of mechanically highly instable grains.

## The Pannonian Basin — overview

The Pannonian Basin (PB) is a young sedimentary basin surrounded by the Eastern Alps, Carpathians and Dinarides (Fig. 1). It includes several subbasins of variable size and slightly different burial and thermal history. The subsidence history in the central depression (Great Hungarian Plain — the major interest of this study) can be divided into two distinct periods (HORVÁTH et al., 1988). In the middle Miocene subsidence was restricted to areas of active extensional tectonics connected by major transform faults (TARI et al., 1992). The extension in the basinal areas was nearly coeval to compression

in the Outer Carpathian Flysch Nappes. Responding to this crustal thinning, a relaxation period associated with thermal subsidence occurred in the latest Miocene. The rapid thermal subsidence was compensated by an extremely high rate of sediment influx: in the deepest depressions the present-day thickness of the basin-filling sediments is well over 7 km.

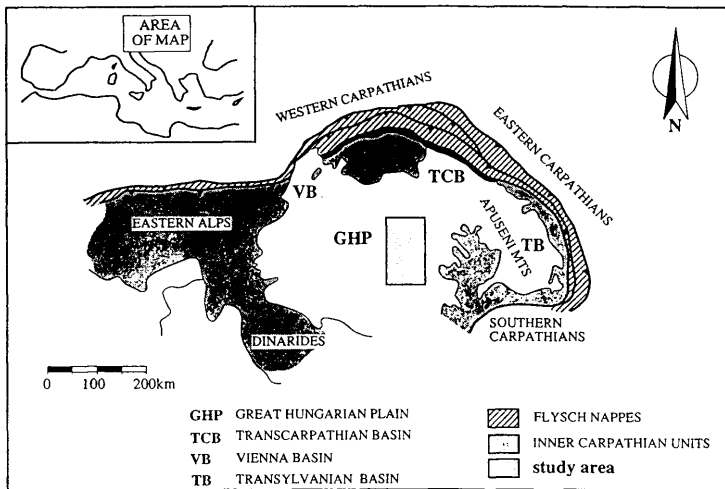


Fig. 1. Schematic map illustrating the location of study area within the Alp-Carpathian system.  
1. ábra. A vizsgált terület helye (téglaalap).

### Sandstone composition and texture

The sandstones investigated are immature and classify mostly as lithic subarkose and feldspathic litharenite in MCBRIDE'S triangular plot. The dominant detrital mineral is monocrystalline quartz which frequently shows undulose extinction. The mainly bluish and violet luminescence colors of the quartz grains indicate a plutonic and partly metamorphic origin (MATTER & RAMSEYER, 1985). Polycrystalline quartz is also present, but it is volumetrically insignificant. The detrital feldspar content is variable, but generally less than 10 %. Plagioclase is the most abundant feldspar, K-feldspar was hardly observed. The rock fragment spectrum is dominated by plutonic and metamorphic grains (granite, gneiss) and detrital dolomite. With the exception of dolomite grains, sedimentary and volcanic rock fragments are insignificant. Micas

(muscovite and chloritized biotite) are common constituents in most samples, their abundance ranges 2–10 % as shown by point counting.

Grain size and sorting was estimated for each sample by using visual comparator charts of BEARD and WEYL (1973) under a petrographic microscope. Most of the studied samples were upper fine grained, well to very well sorted sandstones. Both parameters are surprisingly uniform over the depth range we studied. These estimates are consistent with results of quantitative determination of textural parameters obtained from measuring the maximum diameters of 100 rigid grains per sample under a petrographic microscope.

### Relative importance of compaction and cementation

Compactional and cementational porosity losses can be estimated by means of a modified Houseknecht plot (HOUSEKNECHT, 1987; LUNDEGARD, 1992). The basis of this plot is that the compactional porosity loss can be calculated as the difference between initial porosity at the S/W interface and the intergranular volume (IGV). If the total amounts of intergranular cement is known from thin section modal analysis, the porosity losses with respect to the initial bulk sediment volume can be obtained. Note that such calculations need to include a correction for bulk sediment-volume reduction as discussed by LUNDEGARD (1992). Fig. 2 shows the compactional and cementational porosity losses for 115 samples from different locations in the Pannonian Basin. The figure reveals that Neogene sandstones of the Pannonian Basin have lost 20–30 % of the initial volume (and therefore 50–75 % of the initial porosity) by compaction.

Most of the samples shown in Fig. 2 are from the depth range of 2.1–2.5 km, with extremes of 1.5 and 3.5 km. Note that the samples plotting to the 0–15 % range of compactional loss are not those representing the shallowest burial, but rather those pervasively cemented by early calcite. This cement has apparently supported the grain framework, and prohibited further compaction.

### Compactional processes — quantitative approach

In the following section elements of compaction will be quantified for the studied sandstones. The quantification includes estimates for the total compactional porosity loss and for the individual compactional processes such as pressure solution, deformation of micas and rearrangement of rigid framework grains. It does not take into account the effect of ductile grain deformation, as such constituents occur only in traces in the studied sandstones. Note that estimates for porosity losses from mica bending and pressure solution involve theoretical models developed for perfectly sorted spherical grains, and applicability of such models to real sands may be challenged. Being aware of these substantial uncertainties, we can only claim that some of the equations represent our best understanding to date, and they may involve significant error. We believe, however, that the trends they predict are valid, even if the values are not absolutely correct.

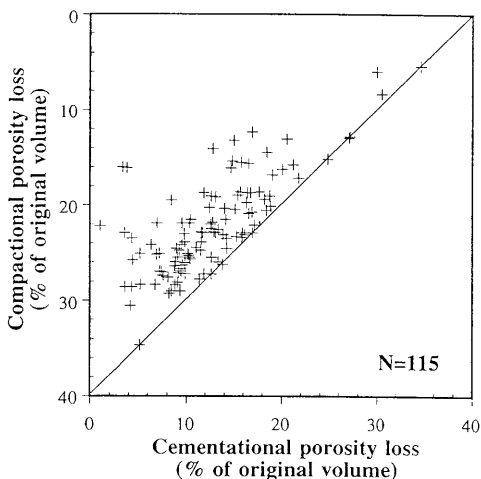


Fig. 2. Diagram showing the cementational and compactional porosity loss for Neogene sandstones of the Pannonian Basin.

2. ábra. A Pannon-medence neogén homokköveinek cementációs és kompaktációs porozitás-vesztésége.

#### *Total compactional porosity loss*

The relationship between intergranular volume and burial depth in the Pannonian Basin was calculated for all samples as well as for a selected sample set with nearly identical grain size and sorting, less than 15 % cement and no framework grain dissolution. The results are shown in Fig. 3. Note that at same depth the equation obtained from the full data-set predicts slightly higher IGV than that obtained from selected samples. This effect can most likely be attributed to the abundant carbonate cements which are present in the deepest samples. Petrographic evidence shows that these cements precipitated at shallower depth, and their amounts were apparently enough to support the detrital framework, and to lower the impact of further compaction.

A rough estimate can be derived for compactional porosity loss in the Pannonian Basin by correcting the equation obtained from the selected samples for the effect of bulk volume reduction, assuming an average initial porosity (40 %). After this correction, the relationship between net compactional porosity loss (CPL) and depth can be given as:

$$CPL = 12.16d^{0.6843}$$

where  $d$  stands for depth of burial in km.

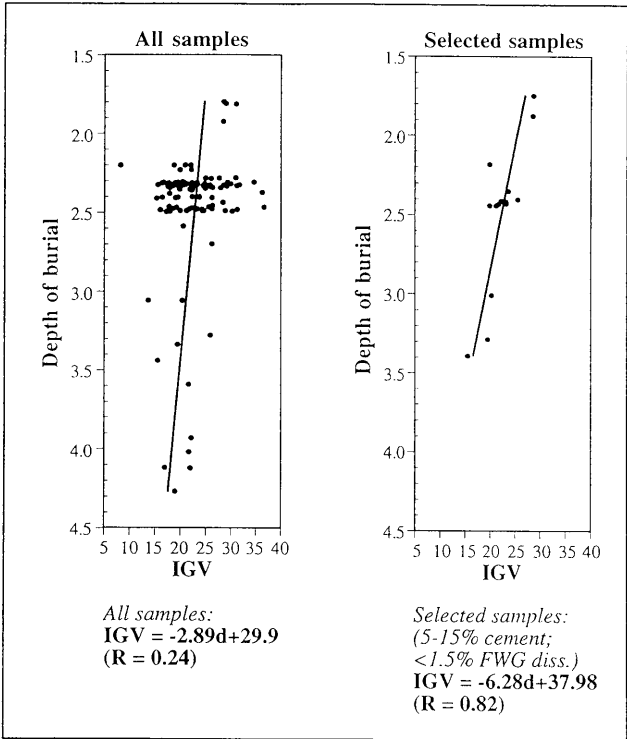


Fig. 3. Relationship between burial depth and intergranular volume for different sample-sets.  
 4. ábra. A betemetődési mélység és a szemcseközti tér viszonya különféle mintacsoportokban.



### *Porosity loss from mica bending*

Micas are traditionally considered as ductile grains, and porosity loss from their deformation is estimated from the model proposed by RITTENHOUSE (1971). Our experience in the Pannonian Basin suggests, however, that <10% of the total mica content shows any evidence of ductile deformation in the traditional sense. Most of the micas were bending during burial, but the thickness of the mica platelets apparently remained constant. Therefore, a model which permits to estimate more accurately the porosity loss by compaction of micaceous sandstones is required (MÁTYÁS, 1994a).

#### *Principles*

The model we used assumes perfectly sorted spheres arranged in horizontal layers which are separated vertically by sheet-like particles. The principle of the model is that before compaction these sheet-like particles do not allow the spheres to reach the optimal arrangement, even if the internal geometry and horizontal overlapping of the layers would exactly correspond to the theoretical packing geometries (MITRA & BEARD, 1980). During burial the particles can bend, allowing the spheres to approach the ideal arrangement, but perfection cannot be achieved because of the constant thickness of the sheet-like particles (MÁTYÁS, 1994a). An important consequence of this model is that porosity loss from bending micas is dependent on the ratio between average grain radius ( $r$ ) and thickness of mica plates ( $t$ ).

Note that the model can only predict the maximum porosity loss by this process, it does not allow to predict intermediate stages. Since there is no petrographic method available which could allow to measure the porosity loss purely from bending of mica plates, application of this model is limited to the depth range where the bending of micas is nearly complete.

#### *Predictions for the Pannonian Basin*

Petrographic data show that the  $r:t$  ratio in the studied sandstones is approximately 2:1. The model predictions for this parameter are shown in Fig. 4. Typical range of mica abundance (2–10 %) and the range of porosity loss from bending of micas (BMPL) predicted by the model (0–9 %) is indicated by the shaded area. Since the actual packing geometry cannot be determined, the maximum possible values were used in the following calculations. For the depth range considered, the porosity loss from mica bending was taken as constant. This assumption can be justified by petrographic evidence showing that the geometry of mica/detrital grain contacts is comparable over the sampled depth range, including the shallowest samples from 1.5 km of burial depth.

#### *Pressure solution*

Porosity loss from pressure solution can be estimated by using the theoretical model of MITRA & BEARD (1980). In order to use this model to obtain porosity loss from

point-counted parameters, the equations of MITRA & BEARD were recast assuming that the total volume of the spheres in the model corresponds to the amount of point-counted grain volume and the volume of dissolved segments of the spheres corresponds to the point-counted overlap. The final porosity expressed from point-counting derived parameters is

$$\Phi^f = 1 - \frac{V_s^f}{V_p^f} = 1 - \frac{\Phi^o}{(1 + \pi)(1 - \epsilon)}$$

and therefore

$$\pi = \frac{\Phi^o - \Phi^f(1 - \epsilon)}{(1 - \epsilon)(\Phi^f - 1)}$$

where  $\Phi^o$  stands for initial porosity,

$\Phi^f$  for final porosity,

$V_s^f$  for final volume of spheres,

$V_p^f$  for final volume of polyhedrons,

$\pi$  for the ratio between point-counted overlap and detrital grains, and

$\epsilon$  for the vertical shortening.

The relationship between final porosity and shortening was taken from Fig. 6b in MITRA & BEARD (1980). The porosity loss was calculated as difference between original and final volume, and it is referred as percent of original volume.

#### *Derivation of equation*

Overlapping grain contacts as percent of detrital grains were determined for selected samples, and the the porosity loss corresponding to this overlap is calculated. The results are given in Fig. 5. The relationship between depth and pressure solution porosity loss (PSPL) as percent of initial volume is:

$$PSPL = 2.68d - 1.34$$

where  $d$  stands for depth of burial in km. The correlation coefficient is 0.82. Linear curve fit was selected because this gave the best correlation among the common curve fitting algorithms. We believe that for rapidly subsiding Tertiary sandstones, where the lithology is often fairly complicated, and the time was most certainly too short to reach maximum extent of pressure solution porosity loss, such empirical equations can describe more adequately the relationship to depth of burial than theoretical models. Note that pressure solution in litharenites containing nearly 10 % dolomite rock fragments, such as in Neogene sandstones of the PB, is not constrained only to quartz/quartz contacts, but it can also occur at quartz/dolomite, dolomite/dolomite, quartz/feldspar, etc.

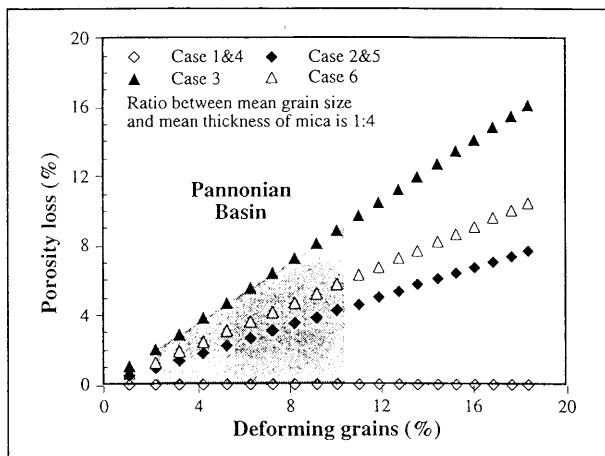


Fig. 4. Diagram showing the porosity loss from bending micas as predicted by the model for a range of mica abundances typical for the Pannonian Basin.

5. ábra. Hajlott csillámok okozta porozitásvesztés előrejelzése a Pannon-medence jellegzetes csillámgyakorisági tartományára.

#### Grain rearrangement

Porosity loss from changing the packing density through grain rearrangement cannot be estimated separately, although the linear relationship between parameters like "contact index (CI)" or "Tight Packing Index (TPI)" and depth of burial indicate, that this process generally occurs in sedimentary basins. If other compactional processes are well known, however, it can be calculated indirectly, by subtracting the estimated porosity losses due to other processes from the total porosity loss (WILSON and MCBRIDE, 1988). Note, that this calculation can only be performed, if the porosity losses, including the total porosity loss, are expressed as function of initial volume of sediment at the sediment/water interface.

#### Derivation of equation

Initial porosity, CPL, BMPL and PSPL were estimated for the selected samples, and the porosity loss from grain rearrangement (GRPL) was calculated. The results are shown in Fig. 5. The equation we obtained is:

$$GRPL = 2.09d + 7.26$$

where  $d$  stands for depth of burial in km. The correlation coefficient is 0.36. Note that fairly good linear correlation was obtained between depth and "CI" (Contact Index) and "TPI" (Tight Packing Index) for the depth range of 1.5–3.5 km observed in the Pannonian Basin (Fig. 6). The "Contact Index" is, by definition, the number of grain contacts per grain, whereas the "Tight Packing Index" means the number of long and sutured contacts. Since these numbers are significantly different for each packing geometry, they can be considered as a kind of measure for progressing compaction by grain rearrangement, although no simple relationship between CI or TPI and GRPL can be established.

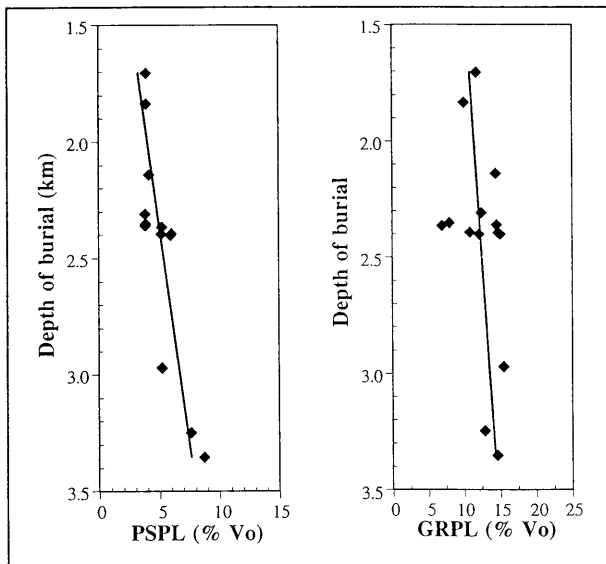


Fig. 5. Diagrams showing the porosity loss from pressure solution and grain rearrangement for selected samples, referred as percent of initial volume.

5. ábra. A nyomásoldódás és a szemcséátrendeződés okozta porozitásvesztés néhány mintában, az eredeti térfogat százalékában kifejezve.

### Relative importance of compactional processes through burial

The equations obtained for the individual components of compaction allow to predict the contribution of different processes to the compactional porosity loss for the studied

depth range. Porosity loss from deformation of micas was estimated by taking the mean abundance of 5 % over the whole depth range. The results are summarised in Fig. 7.

Actual porosity values can also be derived from the model, but in this case a correction for bulk volume reduction must be made, and an estimate for cementational porosity loss has to be added.

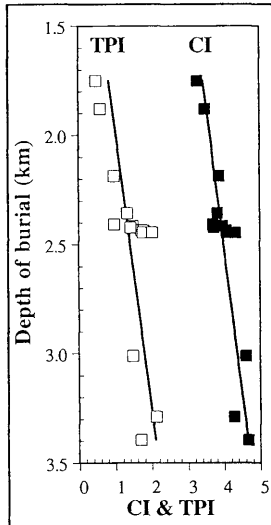


Fig. 6. Contact index (CI) and tight-packing index (TPI) as function of burial depth for selected samples in the Pannonian basin.

7. ábra. szemcseérintkezési index (CI) és szoros érintkezési index (TPI) a betemetődési mélység függvényében a Pannón-medence néhány mintáján.

#### *Applicability to other basins*

— The model includes empirical formulas which may or may not be valid in other geodynamic environments. Therefore, the model is limited to rapidly subsiding, first cycle, Tertiary sedimentary basins with moderate to high geothermal gradient.

— The model does not consider the porosity loss from deformation of true ductile grains. Therefore, it can only be applied if the mechanically unstable constituents are bending micas, mostly muscovites.

— Pressure solution and grain rearrangement porosity losses may depend on lithology. This limits the applicability of the model to litharenites.

— The model assumes that the porosity loss from bending of micas is complete. This means that at shallow burial, the model overestimates the compactional porosity loss. However, our experience in the Pannonian Basin suggests, that at 1500 m depth this condition is fulfilled as shown by petrographic data.

— Since initial porosity is controlled by grain size and sorting, the model is limited to upper fine to lower medium grained, well to very well sorted sandstones.

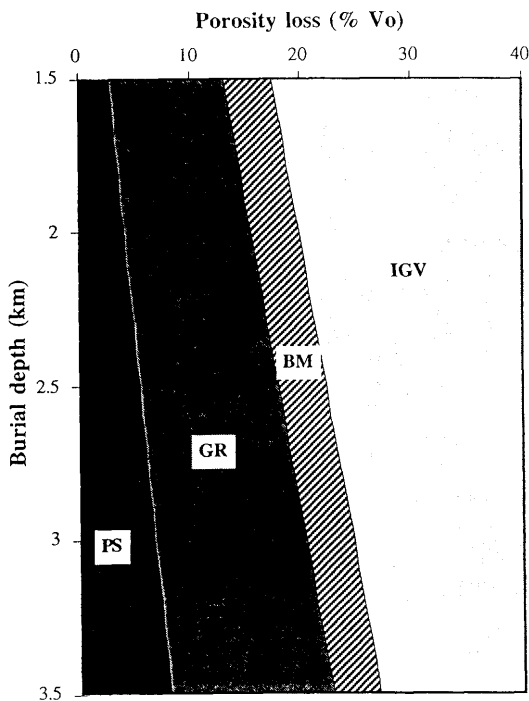


Fig. 7. Diagram showing the contribution of different porosity reducing compactional processes as function of depth in the Pannonian Basin.

7. ábra. Különböző porozitás-csökkentő kompaktációs folyamatok szerepe a mélység függvényében a Pannon-medencében.

### Conclusions

Empirical model based on petrographic data from the late Miocene Pannonian Basin suggests that in Tertiary sedimentary basins elements of compactional porosity loss for deeper burial (< 1500 m?) can be estimated as follows:

– Pressure solution porosity loss:

$$PSPL = 2.68d - 1.34$$

– Grain rearrangement porosity loss:

$$GRPL = 2.09d + 7.26$$

– Porosity loss from bending of micas: apparently constant below 1500 m depth of burial if the lithology does not change significantly, but extremely dependent on packing geometry and the ratio between the mean grain size and the thickness of mica plates.

The above equations express the porosity loss as percent of volume at the S/W interface. To obtain the actual values of IGV, correction for reduction of bulk volume must be made.

### Acknowledgements

This study has been performed as part of the author's PhD. project. The project was supported by the Swiss National Science Foundation (project number: 20-30854.91). Full technical support of MOL Plc. is acknowledged. The author thanks Prof. Albert MATTER, Karl RAMSEYER, Earle MCBRIDE and Paul LUNDEGARD for the helpful comments on the earlier drafts of the manuscript.

A kompakciós folyamatok jelentősége hazai neogén homokköveinkben

MÁTYÁS János

### Bevezetés

A póruster csökkenése a növekvő mélységgel általánosnak tekinthető jelenség az üledékes medencékben, noha a pontos összefüggés jelentős eltéréseket mutathat a különböző medencék között. E porozitáscsökkenés két fő összetevője a cementáció és a kompakció. A cementációs porozitásvesztés az autigén ásványok kiválására vezethető vissza, s mint ilyen, mértéke nagyban függ a pórsvíz, valamint a kőzet kémiai, illetve ásványos összetételétől. A kompakciós porozitásvesztés ezzel szemben

az üledékek válasza a növekvő rétegetterhelésre, következőképpen mértéke elsősorban e terhelés nagyságától, valamint az üledék (esetünkben homokkő) alkotóinak mechanikai tulajdonságaitól függ. Ha tehát a kompaktációs porozitásvesztesség (valamint annak összetevőinek) mélységfüggése egy medencére ismert, akkor ezen összefüggések nagy valószínűséggel alkalmazhatók más, hasonló süllyedéstörténettel és törmelékes összetétellel rendelkező medencékre is. E tanulmány célja egy empirikus modell felállítását a Pannon-medence neogén homokkövei alapján, mely alkalmas a kompaktációs porozitásvesztesség becslésére molassz-típusú terciér üledékes medencékben.

### A homokkövek törmelékes összetétele

A vizsgált homokkövek kivétel nélkül finomszemcsések, jól osztályozottak és éretlenek. Legjellegzetesebb törmelékes összetevők a kvarc (mono- és polikristályos), földpát, dolomit, csillámok (muszkovit és biotit), kristályos közettörmelék (plutonit és metamorfít). Előfordulhatnak még: apatit, glaukonit, opakásványok, üledékes közettörmelék és agyagos alapanyag (mátrix). Megemlítendő, hogy a törmelékes földpátok szinte kizárólag plagioklászok, alig néhány esetben észleltünk K-földpátot.

### Kompaktáció és cementáció

Kvantitatív vékonycsiszolati adatok lehetővé teszik a kompaktációs és cementációs porozitásvesztesség szétválasztását (HOUSEKNECHT, 1987; LUNDEGARD, 1992). A számos lehetséges reprezentáció közül egyet mutat a 2. ábra. Mint látható, a vizsgált 115 homokkőmintában a kompaktációs porozitásvesztesség 18 és 30 % között változik a dekompaktált térfogat százalékában. A cementáció mintegy 8–20 százaléknyi porozitásvesztességért felelős. Más szóval, a teljes porozitásvesztesség több, mint fele a kompaktáció számlájára írható a vizsgált homokkövekben.

#### *A kompaktáció elemei*

Jelenlegi ismereteink szerint a pannon/pontusi homokkövekben három fő tényezővel kell számolnunk. Ezek az alábbiak:

- nyomás-oldódás,
- mechanikailag instabil alkotók deformációja,
- valamint az alkotók geometriai elrendezésének változása.

E fenti három tényező közül az első kettőt közvetlenül becsülni tudjuk, szemben az utolsóval, melyet csak a teljes kompaktációs porozitásvesztesség, valamint az első két folyamat eredője különbségként tudunk számszerűsíteni. A következőkben ezeket tárgyaljuk.

#### *Teljes kompaktációs porozitásvesztesség (KPV)*

A teljes porozitásvesztéséget legegyszerűbben a texturális adatokból becsült kezdeti porozitás és a jelenlegi szemcseközi térfogat (ROSENFELD, 1949; HOUSEKNECHT, 1987)



különbségeként kaphatjuk meg a szükséges korrekciók (LUNDEGARD, 1992) elvégzése után.

A jelenlegi szemcseközi térfogat mélységfüggését két adathalmazra a 3. ábra mutatja. A két halmaz között a különbség, hogy amíg az első az összes mintát tartalmazza, addig a második csak azokat, melyekben a cement részaránya 15 %-nál, a törmelékes alkotók kioldódásából származó porozitás pedig 1,5 %-nál alacsonyabb. Ez utóbbi halmaz esetében várható, hogy a cementáció következtében fellépő támasztóhatás nem, vagy csak kismértékben érvényesül.

A kompaktációs porozitásvesztésre (KPV) a 3. ábra adatai, valamint a becsült kezdeti porozítások segítségével kapott mélységfüggvény az alábbi:

$$KPV = 12,16d^{0,6843}$$

ahol  $d$  a mélység km-ben.

#### *Mechanikailag instabil alkotók deformációja*

Molassz-jellegű homokkövekben különösen gyakoriak azok a komponensek, melyek alakváltozással reagálnak a rétegerhékésből adódó stresszre. Ezen alakváltozás mibenléte alapján ezeket az alkotókat két csoportba lehet besorolni. Ezek az alábbiak:

- plasztikusan deformálódó szemcsék, például glaukonit, mállott bazalttörmelék, üledékes közettörmelékek egyes típusai (RITTENHOUSE, 1971),
- valamint hajló, de a deformáció során eredeti vastagságukat megtartó csillám-szemcsék.

Az előbbi csoportba tartozó komponensek a vizsgált homokkövekben alárendelt szerepet játszanak. A második csoportba tartozó csillámok gyakorisága viszont akár 10 % is lehet. Ahhoz, hogy az ezek defomálódásából adódó porozitásvesztésért becsülni lehessen, egy új modellt kell bevezetni. A modell részleteit ld. MÁTYÁS (1994a,b). A Pannon-medencére vonatkozó paramétereiket, valamint a becsült porozitásvesztésért a 4. ábra mutatja. Mint az ábrán látható, a 2-9 % csillámtartalom maximálisan 9 % porozitásvesztésért eredményezhet, amennyiben a az átlagos szemcseátmérő valamint a csillámok vastagsága közötti arány 1:4.

#### *Nyomásoldódásból adódó porozitásvesztés*

A nyomásoldódásból eredő porozitásvesztés becsülésére a legkézenfekvőbb lehetőség a MITRA és BEARD (1980)-féle modell adaptációja kvantitatív vékonycsiszolati adatokra (MÁTYÁS, 1994b). E modell alapján a konkavo-konvex szemcseérintkezésekből számított porozitásvesztés a vizsgált mélységtartományra az alábbi egyenlettel fejezhető ki:

$$NyOPV = 2,68d - 1,34$$

ahol  $d$  a mélység km-ben ( $R = 3D 0,82$ ). A függvény linearitását persze aligha lehet elméletileg megindokolni: egyszerűen ez adta a legkielégítőbb eredményt. Ennél többet azonban egy litológiai ennyire összetett homokkő esetén nemigen lehet elvárni. Megjegyzésre méltó a komplex litológia egy másik következménye is: nyomásoldódásos

érintkezések nem csak kvarc/kvarc, hanem kvarc/földpát, kvarc/dolomit, stb. viszonylatában is előfordulhatnak. Az 5. ábra bal oldali diagramja a NyOPV változását mutatja a mélység függvényében.

#### *Az szemcsék geometriai elrendezésének változásából adódó porozitásvesztés*

A fenti kompaktációs folyamat kétségkívül fontos szerepet játszik a homokkövek pórussterének redukciójában, mint ahogyan azt az úgynevezett szemcseérintkezési index (Szél) és szoros érintkezési index (SzOél) mélységgel történő lineáris(?) növekedése mutatja (6. ábra). A Szél nem más, mint a mereven viselkedő szemcsékkel történő érintkezések száma egy adott szemcsére vonatkozóan, míg a SzOél (TPI) azt mutatja, hogy ezek közül mennyi a nem pontszerű érintkezés. Növekedésük azt jelzi, hogy a homokkövekben változik a szemcsék egymáshoz viszonyított elrendezése.

Mindazonáltal, jelenlegi ismereteink szerint a Szél változásához nem rendelhető hozzá egy porozitásvesztés-függvény: a legtöbb, amit tehetünk, hogy a teljes porozitásvesztést, valamint a nyomásoldódásból adódó porozitásvesztést ismerve, valamint feltételezve, hogy a csillámok deformációjából adódó vesztés már maximális (ami a vizsgált, 1,5 és 3,5 km közötti tartományra valószínűsíthető), a szemcsék geometriai elrendezésének változásából adódó porozitásvesztést indirekt módon becsülhetjük. E módszert követve a Pannon-medencére az alábbi függvényt adódt:

$$GVPV = 2,09d + 7,76$$

ahol  $d$  a mélység km-ben. A GVPV változását a mélységgel az 5. ábra jobb oldali diagramja mutatja.

#### **A kompaktációs folyamatok fontossága a mélység függvényében**

A fentiekben bevezetett függvények segítségével az egyes részfolyamatok hozzájárulása a teljes kompaktációs porozitásvesztéshez már könnyen demonstrálható. E rekonstrukció eredményét a 7. ábra mutatja. Ezen ábrából kiderül, hogy a Pannon-medence vizsgált részén a kompaktációs porozitásvesztés túlnyomórészt a geometriai elrendezés változásából adódó porozitásvesztés a döntő.

#### **Más medencékre való alkalmazhatóság**

— A fenti összefüggések nem feltétlenül igazak idős medencékre, ahol a kompaktációs folyamatok végbemeneteléhez rendelkezésre álló idő nagyságrenddel hosszabb.

— A vizsgált homokkövek nem, vagy alig tartalmaznak plasztikusan deformálódó szemcséket. Ezek jelenléte a medencében a fenti összefüggések alkalmazhatóságát megkérdőjelezi.

A nyomás-oldódás mértéke közetfüggő, tehát a megadott kapcsolat a mélység és a NyOPV között feltehetőleg csak éretlen homokkövekre igaz.

— A modell feltételezi, hogy a csillámok deformációja már végbement a vizsgált mélységtartományban. Ha ez a feltétel nem teljesül, akkor a modell túlbecsüli a kompaktációs porozitásvesztéséget.

— A modell csak finomszemcsés, jól osztályozott homokkövekre érvényes.

### Következtetések

A Pannon-medence neogén homokköveinek kvantitatív vizsgálata alapján terciér üledékes medencékben (melyek lehordási területének litológiája összemérhető a Pannon-medencéével) a főbb kompaktációs folyamatok mélységfüggése az alábbi egyenletekkel fejezhető ki:

— Nyomás oldódásból adódó porozitásvesztés:

$$NyOPV = 2,68d - 1,34$$

— A szemcsék elrendeződésének változásából adódó porozitásvesztés:

$$GVPV = 2,09d + 7,26$$

A vizsgált mélységtartományban (1,5 és 3,5 km között) a csillámok deformációjából adódó porozitásvesztés konstansnak tekinthető a petrográfiai észlelések alapján.

A cementációs és kompaktációs porozitásvesztés megfelelő korrekciók utáni összehasonlítása azt sugallja, hogy a Pannon-medencéhez hasonló süllyedéstörténettel és litológiával jellemezhető medencékben a fő porozitáscsökkentő tényező a kompaktáció.

### Köszönetnyilvánítás

Jelen tanulmány a szerző doktori értekezésének részeként készült. A projektet a Svájci Nemzeti Tudományos Alap (SNSF) támogatta (project száma: 20-30854.91). Köszönet illeti a MOL Rt.-t a technikai támogatásért. A szerző nagyra értékeli Prof. Albert MATTER, PD Karl RAMSEYER, Earle MCBRIDE and Paul LUNDEGARD segítő észrevételeit.

### References — Irodalom

- BEARD, D. C. & WEYL, P. K. (1973): Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57, 349-369.
- HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZALAY, A. & ROYDEN, L. H. (1988): Subsidence, thermal and maturation history of the Great Hungarian Plain. In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds.): The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution. – American Association of Petroleum Geologists Memoirs 45, Tulsa, 355-372.
- HOUSEKNECHT, D. W. (1987): Assessing relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. – American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 633-642.

- LUNDEGARD, P. D. (1992): Sandstone porosity loss – a “big picture” view of the importance of compaction. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 250-260.
- MATTER, A. & RAMSEYER, K. (1985): Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. *In*: ZUFFA, G. G. (ed.): *Provenance of Arenites: NATO Advanced Studies Institute, Series C: Mathematical and Physical Sciences*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 191-211.
- MÁTYÁS, J. (1994a): Effect of detrital micas on compaction of proximal sediments. – *Terra Nova* (in preparation)
- MÁTYÁS, J. (1994b): Diagenesis and porosity evolution of Neogene reservoir sandstones in the Pannonian Basin (SE Hungary). PhD Thesis, Universität Bern, 196 p.
- MITRA, S. & BEARD, W.C. (1980): Theoretical models of porosity reduction by pressure solution for well-sorted sandstones. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1347-1360.
- RITTENHOUSE, G. (1971): Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a theoretical approach. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55, 92-96.
- ROSENFELD, M. A. (1949): Some aspects of porosity and cementation. – *Production Monthly*, 13, 39-42.
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. (1992): Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics*, 208, 203-219.
- WILSON, J. C. & MCBRIDE, E. F. (1988): Compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72, 664-681.

## Application of clay mineral thermal indicators as calibration tools for thermal modeling of sedimentary basins

Az agyagásványok jelentősége  
üledékes medencék hőtörténetének  
rekonstruálásában

János MÁTYÁS<sup>1</sup>

(8 ábrával)

### Abstract

Several temperature-dependent clay mineral reactions are discussed in order to evaluate their potential use as calibration tools to thermal models. From this comparison it appears, that with the exception of smectite-to-illite conversion, to date no clay mineral reaction can match the predictive power of the routinely used vitrinite reflectance. In contrast to vitrinite maturation, the time is an important factor in the diagenesis of I/S. This difference in reaction kinetics suggests that in certain situations expandability of I/S may provide additional information to the reconstruction of thermal history in sedimentary basins.

Calculations of vitrinite reflectance and expandability for 12 theoretical subsidence and thermal histories confirm that unlike vitrinite reflectance, expandability of I/S is distinctive for increased subsidence rate during late stage of burial both in generally slowly and rapidly subsiding basins.

### Összefoglalás

Jelen cikk az ismert hőmérsékletfüggő agyagásvány-reakciók hőtörténeti rekonstrukcióra való potenciális alkalmazását vizsgálja. Úgy tűnik, hogy a négy áttekintett reakcióból egyedül az illit/szmektit kevert agyagásvány diagenézise az, aminek pontossága és alkalmazhatósága hozzámérhető a rutinszerűen használt vitrinit reflexióéhoz. A vitrinit maturáció, valamint az illit/szmektit diagenézis reakciókinetikája közötti eltérések azt sugallják, hogy bizonyos körülmények között az I/S expandabilitás ismerete a süllyedés- és hőtörténet pontosabb rekonstruálását teszi lehetővé. A 12 elméleti süllyedéstörténetre végzett modellszámítások azt

<sup>1</sup>Geologisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland

mutatják, hogy – ellentétben a vitrinitreflexióval – az I/S expandabilitás jól alkalmazható a medencefejlődés kései szakaszában előforduló gyors süllyedés felismerésére.

**Key words:** clay minerals, illite/smectite, reaction kinetics, thermal modeling

## Introduction

This short paper discusses the possible applications of clay mineral thermal indicators as calibration tools for thermal modeling of sedimentary basins. Particular attention was given to comparison of the most commonly used thermal indicator, the vitrinite reflectance. The approach we chose for this evaluation was to calculate vitrinite reflectance and clay mineral response for 12 simple, theoretical thermal histories, based on selected kinetic models.

### Clay minerals as thermal indicators

There are several temperature-dependent chemical and/or crystallographical transformations observed in clay minerals. In this section four of the most important ones are discussed, with special attention to their applicability as calibration tool.

#### *I/S diagenesis*

Since PERRY & HOWER (1970) showed first that expandability of mixed-layer illite/smectite decreases with increasing burial in Gulf Coast sediments, such trends have been reported from a number of other basins (SRODON & EBERL, 1984 for summary). Comparing these trends for sedimentary basins with distinctly different thermal histories, it emerged that transformation of smectite to illite is probably kinetically controlled, or in other words, dependent on time and temperature (PERRY & HOWER, 1970; RAMSEYER & BOLES, 1986; SURDAM et al., 1989; HILLIER & CLAYTON, 1989; HILLIER et al., 1994; VELDE & VASSEUR, 1992). A significant effort was made in the last decade to estimate the kinetic parameters of this reaction using different approaches (DUTTA, 1986; PYTTE & REYNOLDS, 1989; SURDAM et al., 1989; VELDE & VASSEUR, 1992; HILLIER et al., 1994). The results are listed in Table 1. Note that the values given in Table 1 are determined purely on an empirical basis, assuming an Arrhenius-type relationship between time, temperature and reaction rate, and by searching for the input parameters giving the best fit to the measured expandabilities. It is important to emphasize that kinetic parameters obtained in this way are equally as good as the thermal models used for the calculations. Therefore, preference should be given to those values which are based on simple and well constrained thermal histories, such as those presented by HILLIER et al. (1994), which we used these values for the present study.

*Kaolinite/dickite transition*

Occurrence of dickite was reported in many cases as an indicator of high temperature such as due to hydrothermal activity, igneous intrusions (SCHROEDER & HAYES, 1968; BAYLISS et al., 1965). The fact that dickite was observed in a number of sedimentary basins with no apparent indication of anomalous temperature suggests that diagenetic temperatures may be high enough for the kaolinite to dickite transition to take place, and this reaction can be considered as a common diagenetic feature in sedimentary basins (KOSSOVSKAYA & SHUTOV, 1963; SMITHSON, 1954; FERRARO & KÜBLER, 1964; CASSAN & LUCAS, 1966; DUNOYER DE SEGONZAC, 1970). Recent compilation of reported data by EHRENBERG et al. (1993) suggests  $\approx 120$  °C as transition-temperature, and dissolution-precipitation as reaction mechanism. The fairly good agreement between the transition temperature in a variety of sedimentary basins indicates that this reaction is thermodynamically, rather than kinetically controlled; as soon as pT-conditions reach the stability field of dickite, the reaction takes place. This behaviour makes the kaolinite-dickite transition a useful geothermometer (EHRENBERG et al., 1993). On the other hand, the apparent lack of kinetic control means that the reaction is only temperature-dependent, and therefore less attractive as calibration tool for the whole burial sequence.

*Kaolinite to chlorite transition*

An inverse relationship between kaolinite and chlorite abundances was reported from several sedimentary basins (BOLES & FRANKS, 1979; MUFFLER & WHITE, 1969; WEAVER & BECK, 1971; HUTCHEON, 1990; HILLIER, 1993). Although most of the studies generally agree that occurrence of this reaction indicates  $>100$  °C burial temperature, to date no published data are available about the kinetics of this transition. We have to conclude that the kaolinite-to-chlorite transition, although it might have limited application in special cases, is apparently not suitable for calibrating thermal histories in sedimentary basins.

*Composition of diagenetic chlorites*

Composition of diagenetic chlorites was suggested as geothermometer by CATHELINEAU & NIEVA (1985) and CATHELINEAU (1988). Also, distinct difference was found between low-temperature and metamorphic chlorites (CURTIS et al., 1984, 1985). Detailed studies show that there is relationship between chemistry of chlorite and maximum burial temperature (HILLIER & VELDE, 1991; JAHREN & AAGARD, 1989; VELDE & MEDHIOUB, 1988), but also emphasize the importance of formation water chemistry and bulk-rock composition. This latter fact challenges the applicability of chlorite composition as calibration tool to thermal modeling.

Of the above four possibilities, the smectite-to-illite transformation emerges as having the highest potential as a calibration tool. The other reactions are either not well known in terms of their sensibility to unconstrained initial and boundary conditions

(such as the chlorite chemistry or kaolinite-chlorite transition), or do not provide information about the whole burial history (such as the kaolinite-dickite transition). Therefore, we will focus only on the I/S diagenesis in the rest of this study.

### Vitrinite reflectance vs. expandability

In this section we will discuss a few practical consequences which arise from the fundamental differences in kinetics of vitrinite maturation and smectite-to-illite conversion.

#### *General formulation of the inverse problem*

Mathematically, calibration of a thermal model means solution of an inverse problem by trial and error. In sedimentary basins, if the sedimentation, subsidence and compaction histories are known, depth and time for a given point in the column can be expressed by the following functions:

$$z = \zeta(t; z_i) \text{ and } \tau_i = \tau(z_i),$$

where  $z_i$  is the present depth (LERCHE, 1990). Assuming that  $p(z, t)$  is known for the basin, a thermal indicator  $TI(z)$  can be related to the temperature history by the following equation:

$$TI(z) = \int_{\tau(z_i)}^{t_{\text{present}}} F(T[\zeta(t; z_i), t], p[\xi(t; z_i), t]) dt$$

If several thermal indicators are measured,  $TI_j(z_i)$ ,  $j = 1 \dots$ , that is a function can be written for each  $TI$ . Solution of the inverse problem means calculation of  $T(z, t)$  function from the measured data-sets of  $TI$ 's and from the  $F_j$ ,  $j = 1 \dots N$  known equations.

### Differences between kinetics of vitrinite maturation and I/S diagenesis

The smectite-to-illite transition appears to obey an Arrhenius-type relationship between reaction rate and temperature and time. In mathematical terms it means that the inverse problem can be solved. More importantly, the temperature- and time-dependence of reaction rates means that applicability of expandability of I/S as calibration tool for thermal models is justified.

For vitrinite maturation, the situation is rather different. Experimental results appear to suggest that the logarithm of vitrinite reflectance correlates with the maximum



temperature of exposure (PRICE, 1983; QUIGLEY et al., 1987). Among the several models proposed to establish the relationship between vitrinite reflectance and time and temperature, those suggested by BURNHAM & SWEENEY (1989) and SWEENEY & BURNHAM (1990) are the most consistent with the experimental data. These models propose that vitrinite maturation is caused by reactions having a very wide range in reactivity, and at given temperature some reactions have gone to completion and some have been barely begun, so the dependence on heating time is weak. An important consequence of the above conclusion is that as long as there is no significant difference between depth vs. maximum-temperature function for the different scenarios of a thermal model, the calibration based solely on vitrinite reflectance may be erroneous.

### Modeled thermal histories

Altogether 12 simple thermal models were evaluated in this study. The input parameters are given in Table 2.

#### *Timing*

The models have been compiled to represent a variety of possible extreme scenarios, in order to enlarge and visualize the effects of different reaction kinetics of the thermal indicators. Each model consists of 12 layers, representing equal time slices. In models 1-6 the time-slices represent 10 Ma, so the total elapsed time ranges from 120 Ma to present. In models 7-12 the time slices are 1 Ma, representing 12 Ma.

#### *Subsidence rates*

In models 1-3 and 7-9 the subsidence rate varies through time. In models 1 and 7, rapid (1 km/10 Ma and 1 km/Ma, respectively) subsidence during the first 4 time slices (40 and 4 Ma) is followed by relatively lower subsidence rates (250 m/10 Ma and 250m/Ma). In Models 2 and 8, rapid subsidence was assumed to have occurred from 40 to 80 Ma and from 4 to 8 Ma, respectively, whereas in models 3 and 9 late rapid subsidence was modelled. In models 4-6 and 10-12, uniform rates of 500 m/10 Ma and 500m/Ma, respectively, were assumed. For simplification, the models do not include compaction.

#### *Geothermal gradients*

In models 1-3 and 7-9 a uniform gradient of 30 °C/km was assumed. In Models 4 and 10, the gradient in the first 4 time-slices is higher (50 °C/km). In Models 5 and 11 the high gradient occurred in the middle four, whereas in Models 6 and 12 in the last four time slices. No heat transport was assumed in the models.

The purpose of this systematic approach was to isolate the effects of varying subsidence rate and geothermal gradient on the two thermal indicators. We are well

aware of the fact that such extreme scenarios may not exist in nature. We felt, however, that these analytical cases may help to visualize the differences due to the different behaviours of I/S and vitrinite in sedimentary basins.

## Results and discussion

### *Calculation of expandabilities and vitrinite reflectances*

For the 12 thermal models presented in Section 4, the depth function of thermal indicators are calculated by using the computer program of VELDE & VASSEUR (1992). The results are shown in Figs. 1-8.

#### *Models 1-3*

Models 1-3 demonstrate the effect of changing subsidence rate in a slowly subsiding basin. As shown by Fig. 2, vitrinite reflectance does not help to determine when the rapid subsidence occurred: all three models give nearly identical results. In contrast to vitrinite reflectance, the modelled clay expandability can distinguish late rapid subsidence (Fig. 1). Early and intermediate rapid subsidence rates, however, cannot be resolved.

#### *Models 4-6*

Models 4-6 demonstrate the effect of changing geothermal gradient in slowly subsiding basins. Figs. 3 and 4 show that an increased late geothermal gradient results in a significant shift towards higher vitrinite reflectances and lower expandabilities. However, high gradient occurring during early or middle stages of subsidence may not be resolved either by vitrinite reflectance or by expandability.

#### *Models 7-9*

Models 7-9 demonstrate the effect of changing subsidence rate in rapidly subsiding basins. Similarly to Models 1-3, vitrinite reflectance cannot distinguish between early, middle and late rapid subsidence (Fig. 6). In contrast, the expandability can recognize late rapid subsidence which results in higher expandabilities. The rapid subsidence rates during the early and middle section remain unresolved.

#### *Models 10-12*

Models 10-12 demonstrate the effect of a changing geothermal gradient in rapidly subsiding basins. The results are identical to those of Models 4-6: a high geothermal gradient occurring late in the subsidence history can be resolved both on vitrinite reflectance and on expandability plots (Figs. 7 and 8), whereas if the high gradient occurred earlier, it is apparently indistinguishable by either method.

## Conclusions

From the four clay mineral thermal indicators discussed in this study, the diagenesis of I/S appears to be the most promising as a calibration tool for thermal modelling. Time and temperature dependence of the reaction rate means that, similarly to vitrinite reflectance, it can be used over the entire burial sequence.

The kinetic parameters published by different authors are somewhat contradictory. We think that those values obtained from basins with well constrained and simple burial histories are the most realistic, and therefore the most suitable for calibration.

To evaluate whether or not the application of expandability means additional information to thermal modelling, vitrinite reflectances and expandabilities were calculated for 12 simple thermal histories. From the results it appears that:

(1) Expandability does not provide additional information with respect to vitrinite reflectance for sedimentary basins with varying geothermal gradient, no matter whether the subsidence rate is generally slow or rapid.

(2) In contrast to vitrinite reflectance, expandability is distinctive for increased subsidence rate during late stage of burial both in generally slowly and in rapidly subsiding basins.

## Acknowledgements

This project was carried out as part of the author's Ph.D. project, with funding provided by Swiss NF grants no. 029502 and 20-30854.91. The helpful comments from Prof. Albert MATTER and PD Karl RAMSEYER on previous versions of the manuscript are acknowledged. The author is grateful to G. VASSEUR for the permission to use his computer code.

## References

- BAYLISS, P., LOUGHNAN, F. C. & STANDARD, J. C. (1965): Dickite in the Hawkesbury sandstone of the Sydney basin, Australia. - *American Mineralogist* 50, 418-426.
- BOLES, J. R. & FRANKS, S. G. (1979): Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. - *J. Sedim. Petrol.* 49, 55-70.
- BURNHAM, A. K. & SWEENEY, J. J. (1989): A chemical kinetic model of vitrinite maturation & reflectance. - *Geochim. et Cosmochim. Acta* 53, 2649-2657.
- CASSAN, J. P. & LUCAS, J. (1966): La diagenese des gres argileux d'Hassi Messaoud (Sahara): silicification et dickitisation. - *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine* 19, 241-253.
- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres geothermal system (Mexico). - *Contrib. Mineral. Petr.* 91, 235-244.
- CATHELINÉAU, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites as a function of temperature. - *Clay Min.* 23, 471-485.
- CURTIS, C. D., IRELAND, B. J., WHITEMAN, J. A., MULVANEY, R. & WHITTLE, C. K. (1984): Authigenic chlorites: problems with chemical analysis & structural formula calculations. - *Clay Min.* 19, 471-481.

- CURTIS, C. D., HUGHES, C. R., WHITEMAN, J. A. & WHITTLE, C. K. (1985): Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin. – *Mineralogical Magazine* 49, 375–386.
- DUTTA, N. C. (1986): Shale compaction, burial diagenesis and geopressure: A dynamic model solution & some results in thermal modelling in sedimentary basins *In*: BURRUS, J. (ed.): *Thermal modeling in sedimentary basins*, 149–172.
- EHRENBERG, S. N. (1993): Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. – *Clay Min.* 28, 325–352.
- FERRARO, J. & KÜBLER, B. (1964): Presence de dickite dans les gres Cambriens d'Hassi Messaoud. – *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine* 17, 247–261.
- HILLIER, S. & CLAYTON, T. (1989): Illite/smectite diagenesis in Devonian lacustrine mudrocks from northern Scotland & its relationship to organic maturity indicators. – *Clay Min.* 24, 181–196.
- HILLIER, S. & VELDE, B. (1991): Octahedral occupancy & the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. – *Clay Min.* 26, 149–168.
- HILLIER, S. (1993): Origin, diagenesis & mineralogy of chlorite minerals in Devonian lacustrine mudrocks, Orcadian basin, Scotland. – *Clays & Clay Min.* 41, 240–259.
- HILLIER, S., MÁTYÁS, J., MATTER, A. & VASSEUR, G. (1994): Illite/smectite diagenesis & its variable correlation with vitrinite reflectance in the Pannonian basin. – *Clays & Clay Min.* (in review).
- HUTCHEON, I. (1990): Clay-carbonate reactions in the Venture area, Scotian Shelf, Nova Scotia, Canada *In*: *Fluid-mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster* (Eds. R. J. SPENCER & I. M. CHOU). – *The Geochemical Society Special Publications* 2 pp. 199–212.
- JAHREN, J. S. & AAGAARD, P. (1989): Compositional variations in diagenetic chlorites & illites, & relationships with formation-water chemistry. – *Clay Min.* 24, 157–170.
- KOSSOVSKAYA, A. G. & SHUTOV, V. D. (1963): Facies of regional epi- & metagenesis. – *International Geological Review* 7, 1157–1167.
- LERCHE, I. (1990): *Basin analysis: quantitative methods*, Academic Press, San Diego, 562 pp.
- MUFFLER, L. J. P. & WHITE, D. E. (1969): Active metamorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field & the Salton Trough, Southeast California. – *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 157–182.
- PERRY, E. A. & HOWER, J. (1970): Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. – *Clays & Clay Min.* 18, 165–177.
- PRICE, L. C. (1983): Geologic time as a parameter in organic metamorphism & vitrinite reflectance as an absolute paleogeothermometer. – *J. of Petrol. Geol.* 6, 5–38.
- PYTTE, A. M. & REYNOLDS, R. C. (1989): The thermal transformation of smectite to illite. *In*: N. D. NAESER & T. H. MCCULLOCH (eds.): *Thermal history of sedimentary basins.*, 133–140.
- QUIGLEY, T. M., MACKENZIE, A. S. & GRAY, J. R. (1987): Kinetic theory of petroleum migration *In*: *Migration of hydrocarbons in sedimentary basins* (Ed. B. DOLIGEZ), pp. 649–665.
- RAMSEYER, K. & BOLES, J. R. (1986): Mixed-layer illite/smectite minerals in Tertiary mudstones & shales, San Joaquin basin, California. – *Clays & Clay Min.* 34, 115–124.
- SCHROEDER, R. J. & HAYES, J. B. (1968): Dickite & kaolinite in Pennsylvanian limestones of southeastern Kansas. – *Clays & Clay Min.* 16, 41–49.
- SEGONZAC, G. D. d. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis & low-grade metamorphism: review. – *Sedimentology* 15, 281–326.
- SMITHSON, F. (1954): The petrography of dickite sandstones in North Wales & England. – *Geological Magazine* 91, 177–188.
- SRODON, J. & EBERL, D. D. (1984): Illite *In*: *Micas* (Ed. S. W. BAILEY), – *Reviews in Mineralogy* 13, pp. 495–544.

- SURDAM, R. C., DUNN, T. L., HEASLER, H. P. & MACGOWAN, D. B. (1989): Porosity evolution in sandstone/shale systems *In*: Burial diagenesis (Ed. I. E. HUTCHEON), - Short course notes 15, pp. 61-134.
- SWEENEY, J. J. & BURNHAM, A. K. (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. - *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 74, 1559-1570.
- VELDE, B. & MEDHIOUB, M. (1988): Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 122-127.
- VELDE, B. & VASSEUR, G. (1992): Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. - *American Mineralogist* 77, 967-976.
- WEAVER, C. E. & BECK, K. C. (1971): - Clay-water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss. - *Geological Society of America Special Papers* 134, 96 pp.

Material	Act. energy (kJ mol <sup>-1</sup> )	Pre-exp. factor (Ma <sup>-1</sup> )	Reference
Na-smectite	80.7	4.0 10 <sup>10</sup>	Dutta, 1986
Na-smectite	84.6	1.64 10 <sup>11</sup>	Surdam et al., 1989
Ca-smectite	107.4	5.19 10 <sup>17</sup>	Surdam et al., 1989
Wyo. bentonite	77.3	1.99 10 <sup>12</sup>	Surdam et al., 1989
Na-smectite	138.0	1.64 10 <sup>21</sup>	Pytte and Reynolds, 1989
Smectite (Pannonian Basin)	31.0	3.16 10 <sup>7</sup>	Hillier et al., 1994
Smectite (Paris Basin) 1 <sup>st</sup>	69.7	2.17 10 <sup>9</sup>	Velde and Vasseur, 1992
Smectite (Paris Basin) 2 <sup>nd</sup>	37.4	1.34 10 <sup>3</sup>	

Table 1: Kinetic parameters for smectite-to-illite conversion reaction

Time slice		Model 1		Model 2		Model 3	
Top Ma	Base Ma	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)
0	10	250	30	250	30	1000	30
10	20	500	30	500	30	2000	30
20	30	750	30	750	30	3000	30
30	40	1000	30	1000	30	4000	30
40	50	1250	30	2000	30	4250	30
50	60	1500	30	3000	30	4500	30
60	70	1750	30	4000	30	4750	30
70	80	2000	30	5000	30	5000	30
80	90	3000	30	5250	30	5250	30
90	100	4000	30	5500	30	5500	30
100	110	5000	30	5750	30	5750	30
110	120	6000	30	6000	30	6000	30

Time slice		Model 4		Model 5		Model 6	
Top Ma	Base Ma	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)
0	10	500	30	500	30	500	50
10	20	1000	30	1000	30	1000	50
20	30	1500	30	1500	30	1500	50
30	40	2000	30	2000	30	2000	50
40	50	2500	30	2500	50	2500	30
50	60	3000	30	3000	50	3000	30
60	70	3500	30	3500	50	3500	30
70	80	4000	30	4000	50	4000	30
80	90	4500	50	4500	30	4500	30
90	100	5000	50	5000	30	5000	30
100	110	5500	50	5500	30	5500	30
110	120	6000	50	6000	30	6000	30

Time slice		Model 7		Model 8		Model 9	
Top Ma	Base Ma	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)
0	1	250	30	250	30	1000	30
1	2	500	30	500	30	2000	30
2	3	750	30	750	30	3000	30
3	4	1000	30	1000	30	4000	30
4	5	1250	30	2000	30	4250	30
5	6	1500	30	3000	30	4500	30
6	7	1750	30	4000	30	4750	30
7	8	2000	30	5000	30	5000	30
8	9	3000	30	5250	30	5250	30
9	10	4000	30	5500	30	5500	30
10	11	5000	30	5750	30	5750	30
11	12	6000	30	6000	30	6000	30

Time slice		Model 10		Model 11		Model 12	
Top Ma	Base Ma	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)	Base depth (m)	Gradient (°C/km)
0	1	500	30	500	30	500	50
1	2	1000	30	1000	30	1000	50
2	3	1500	30	1500	30	1500	50
3	4	2000	30	2000	30	2000	50
4	5	2500	30	2500	50	2500	30
5	6	3000	30	3000	50	3000	30
6	7	3500	30	3500	50	3500	30
7	8	4000	30	4000	50	4000	30
8	9	4500	50	4500	30	4500	30
9	10	5000	50	5000	30	5000	30
10	11	5500	50	5500	30	5500	30
11	12	6000	50	6000	30	6000	30

Table 2: Assumed subsidence and thermal histories for models 1-12

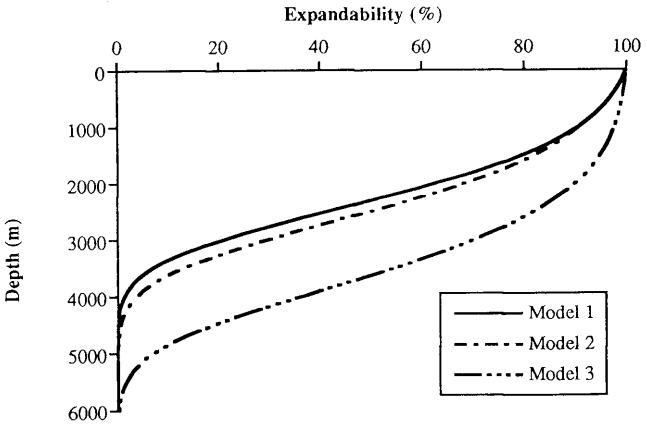


Fig. 1. Calculated expandabilities for Models 1-3  
1. ábra. Számított expandabilitás az 1-3. modellben.

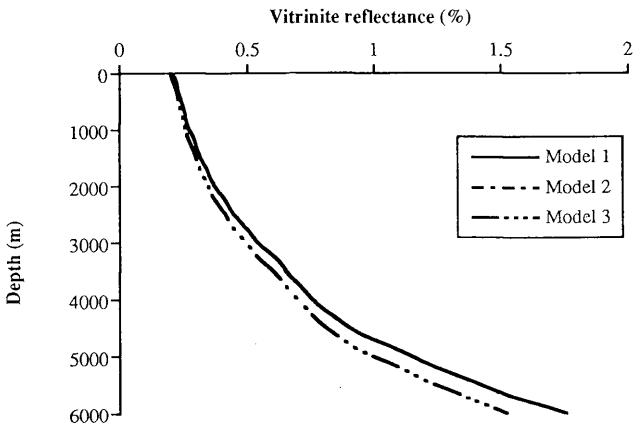


Fig. 2. Calculated vitrinite reflectances for Models 1-3  
2. ábra. Számított vitrinitreflexió az 1-3. modellben.



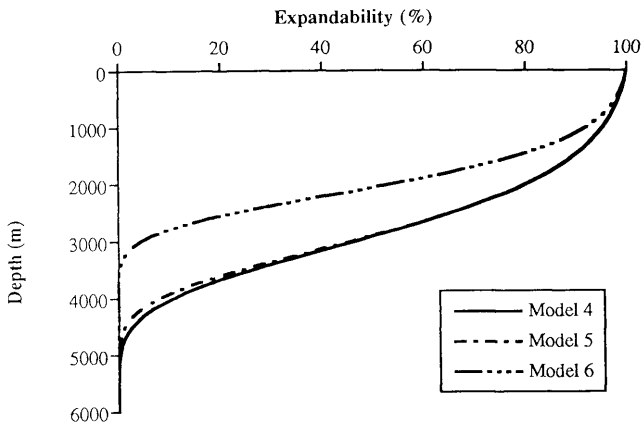


Fig. 3. Calculated expandabilities for Models 4-6  
 3. ábra. Számított expandabilitás a 4-6. modellben

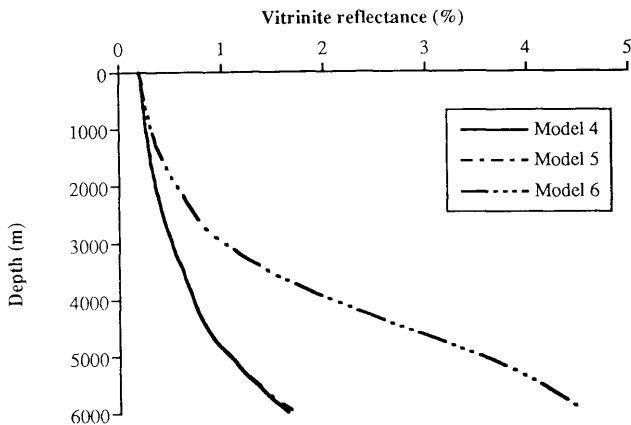


Fig. 4. Calculated vitrinite reflectances for Models 4-6  
 4. ábra. Számított virtinitreflexió a 4-6. modellben.

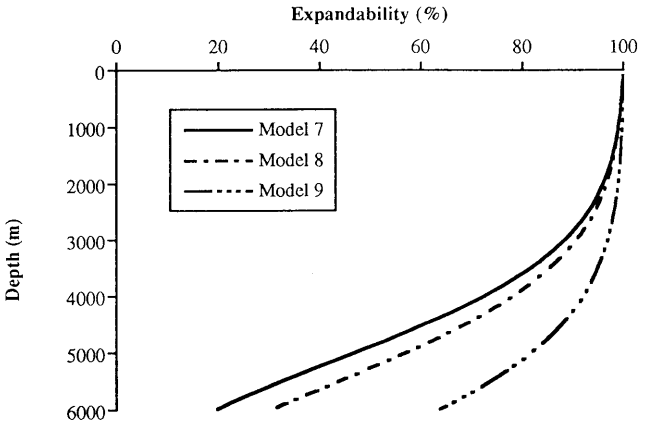


Fig. 5. Calculated expandabilities for Models 7-9  
5. ábra. Számított expandabilitás a 7-9. modellben.

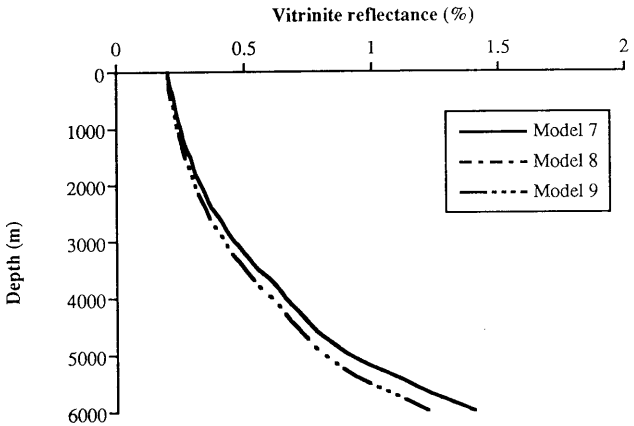


Fig. 6. Calculated vitrinite reflectances for Models 7-9  
6. ábra. Számított vitrinitreflexió a 7-9. modellben.

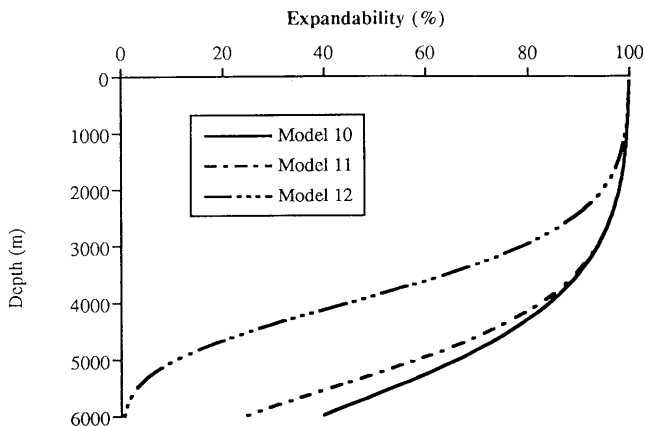


Fig. 7. Calculated expandabilities for Models 10-12  
 7. ábra. Számított expandabilitás a 10-12. modellben.

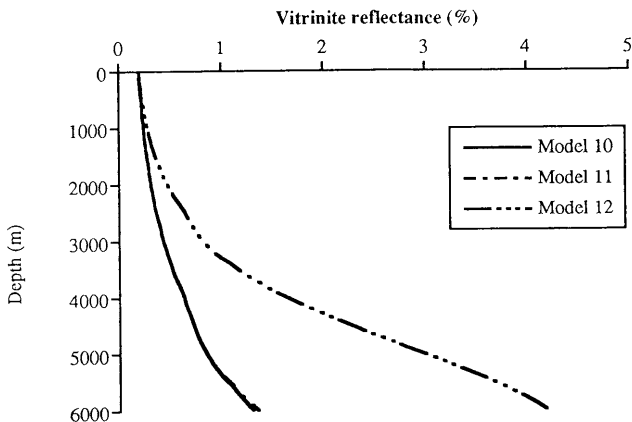


Fig. 8. Calculated vitrinite reflectances for Models 10-12  
 8. ábra. Számított vitrinitreflexió a 10-12. modellben.



## Magyarországi neogén medencéreszek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése

Comparison of the sedimentary sequences  
in Late Neogene subbasins  
in the Pannonian Basin, Hungary

JUHÁSZ Györgyi<sup>1</sup>

(13 ábrával)

### Összefoglalás

Az egyes magyarországi neogén medencékben a szedimentológiai és regionális geológiai vizsgálatok alapján a pannóniai s.l. litofációs egységek rendkívül hasonlóak mind a Dunántúlon, mind az Alföldön, bár mindeddig külön kezelték őket. Ennek történelmi hagyományai vannak. A szerző összefoglalja az alapvető genetikai egységeket a medencebeli pannon rétegsorokban, majd felsorolja a részmedencék közötti legjelentősebb kifejlődésbeli eltéréseket is, amelyet a lokális tektonikai és klimatikus hatások okozhattak. Mivel a pannon formációbeosztás meglehetősen túltagoltnak látszik jelen állapotában, megérett a helyzet arra, hogy kidolgozzuk a litosztratigráfia logikusabb, az összes medencére érvényes rendszerét, amelyet a cikkben vázolt, genetikai alapú egységek figyelembe vételével lehetne kialakítani. A jelenlegi rendszerből az azonosítható és térképezhető formációk megfeleltethetők egymásnak a Dunántúlon és az Alföldön, Ennek alapján a szerző javaslatot tesz a pannóniai s.l. képződmények egységes formációbeosztására, egyelőre csak az egyes egységek betűvel történő megjelölésével. Az egyes formációk nevének és sztratotípusának meghatározására a Rétegtani Bizottság többi tagjának közreműködésével kerülhet sor.

### Abstract

The paper presents the major genetic units of the Late Miocene (Pannonian s.l. 2.4–12.0Ma) sedimentary sequence of the Pannonian Basin in the basinal areas. The megasedimentological and regional geological investigations came to the conclusion that the lithofacies units are very similar in the different subbasins, although up to now the geology of Transdanubia and the Hungarian Plain (W and E Hungary, respectively) were considered to be completely different, with different

<sup>1</sup>MOL Rt., 1311 Budapest, Pf.43.

lithostrati-graphic subdivision even today. In the paper 8 major genetic units were differentiated, from deep water hemipelagites and turbidites through neritic or slope deposits to littoral and deltaic sediments, and finally at the top alluvial sediments, also with thicker lignite beds. In conclusion a proposal is given to simplify and unify the lithostratigraphic subdivision of the Pannonian s.l. sedimentary sequence.

Key words: Neogene, Pannonian basin, lithostratigraphy, sedimentology

## Bevezetés

A Pannon-tó térben és időben eltérő mértékben süllyedő részmedencéi többé-kevésbé kapcsolatban álltak egymással. Mivel a nagymértékű üledékutánpótlás folyamatos volt a peremek felől, az egyes részmedencék egymás után, időben kissé eltolódva töltődtek föl. Az üledékképződés mechanizmusa, az üledékképződési környezetek, az azokat befolyásoló főbb tényezők azonban lényegében nem változtak a pannon során, így a létrejött fácies asszociációk is rendkívül hasonlóak a medence különböző részein. Természetesen a lokális tektonikai, valamint a klimatikus hatások szintén rányomták bélyegüket a rétegsorra, elsősorban a relatív vízszint ingadozásain keresztül, és ezek a tényezők okozzák az egyes részmedencék rétegsora közötti kisebb eltéréseket.

A fő behordási irányok a Pannon-medence magyarországi részét illetően a Dunántúlon ÉNy–Ny-ról, az Alföldön részben ÉNy-ról, másrészt ÉK-ről jelölhetők ki. Ebből következik, hogy a legfiatalabb üledékeket az Alföld DNy-i részén kell keresnünk. A biosztratigráfia elmúlt évekbeli megújulása (KORPÁSNÉ HÓDI M., MAGYAR I.), valamint a szeizmikus sztratigráfia eredményei is (POGÁCSÁS és munkatársai) egyértelmű bizonyítékokat szolgáltatottak erre az eddigiekben.

Jelenleg a pannon litosztratigráfia túltagoltnak látszik (48 formáció), különösen a mélymedencék területén, és megérett a helyzet arra, hogy a már korábban is felvetett egyszerűsítéseket a jobb áttekinthetőség és használhatóság érdekében elvégezzük.

## A neogén részmedencéket felépítő főbb litofácies (genetikai) egységek

Jelen tanulmány arra szeretne rávilágítani, hogy a megaszedimentológiai és regionális geológiai vizsgálatok milyen hasonlóságokat mutatnak a medencerészekben. Mivel a medencebeli formációkat a karotázsszelvények közzétartalmának ismeretére építve dolgozták ki, itt bemutatunk néhány alföldi és dunántúli példát a pannon rétegsorok litosztratigráfiai egységeinek, litofácies asszociációinak és litológiájának, valamint azok kapcsolatának szemléltetésére mélyfúrású geofizikai szelvények segítségével (2–4. ábra).

A Zala- és Dráva-medence, a Kisalföld déli része, valamint az Alföld négy részmedencéjének (Makó–Hódmezővásárhelyi-árok, Békési-medence, Derecskei-árok, Jászsági-süllyedék) (1. ábra) rétegtani-szedimentológiai vizsgálata alapján alapvetően a következő fácies asszociációk különíthetők el a pannon rétegsorban:

– *pelites alapképződmények* („bazális márga”), amelyek a medence belsejében, rendkívül változó vízmélység viszonyok között képződtek (hemipelágikus képződmények): a vízmélység az aljzatmorfológia függvényében 15-től mintegy 800 m-ig is változhatott. A rétegsor általában mészmárgával, márgával indul, majd fölfelé

fokozatosan agyagmárgába megy át. Ez magában foglalja az Alföldön a Tótkomlói és Nagykőrüi Formációkat (a régi nomenklatúra szerint a Dorozsmai és Vásárhelyi Formáció is), a Dunántúlon a Beleznai és Nagylengyeli Formációt (5–9. ábra).

– *abráziós partmenti konglomerátum*, amely a korábban meglévő szigeteket gallérszerűen övezve képződött a medencebelsőben. Az Alföldön (Algyó, Ferencszállás, Battonya, Pusztaföldvár, Kismarja) Békési Formáció, míg a Dunántúlon (Mihályi) Mihályi Formáció néven ismert (5. ábra).

– *mélyvízi turbidit rendszer*, a kapcsolódó fáciesekkel, amely a medencék legmélyebb részeit tölti ki, és vastagsága az 1000 m-t is elérheti (2–9. ábra). Közvetlenül finomszemcsés homokkő és agyagmárga váltakozásából áll. Az Alföldön a Szolnoki Formáció, míg a Dunántúlon a Tófeji és a Lovászi Formáció tartozik ide. E két név annak köszönhető, hogy a Zala-medencében a turbidit összetet egy elválasztó márga réteg osztja két részre, amely területileg jól követhető a medencében (Lenti Formáció). Ez az alaphegységi kiemelkedések fölött még jellegzetesebb és vastagabb, mint a mélyzónában, és feltehetően egy erőteljes relatív vízszintemelkedéshez kapcsolódik (4. ábra). A turbiditék elterjedése az Alföldön, valamint a Zala-medencében ki van térképezve (JUHÁSZ 1992; SZENTGYÖRGYI és JUHÁSZ 1988).

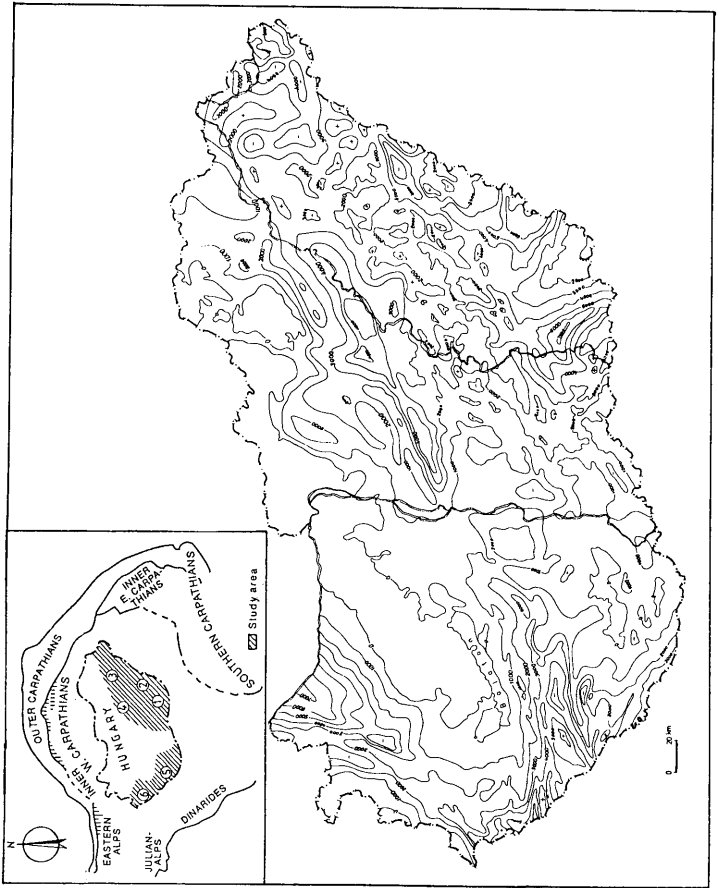
– *pelites neritikus (szublitorális), ill. lejtőfácies asszociáció*, amelyben agyagmárga és aleurolit az uralkodó közettípus, de helyenként különböző gravitációs, ill. vízalatti mederben lerakódott homokkőtestek települnek a rétegsorban. Vastagsága 200–1000 m között változik. Az Alföldön az Algyói, míg a Dunántúlon a Drávai Formáció sorolható ide.

– *litorális és delta fácies asszociációk*, amelyek parti-partközeli környezetet képviselnek. Uralkodóak a finom- és középszemű homokkő rétegsorok, agyagmárgával és aleurittal közberétegződve. A rétegsor igen nagy hányadát (min. 70–80 %) a folyók által beszállított, delta síkságon, ill. torkolatokban lerakódott sekélyvízi üledékanyag alkotja, míg a folyók beömlési helyétől távolabb egyéb partmenti fáciesek alakultak ki. Az Alföldön a Törteli, a Dunántúlon az Újfalui Formáció tartozik ebbe a képződménycsoportba.

– *alluviális síkságon, ártéren, folyómedrekben, mocsarakban, kis tavakban lerakódott üledékek*, amelyek egyes területeken fejlődéstörténeti okok miatt nem folytonosak. Ez a rétegsor aleurolit-agyagmárga-homokkő sűrű váltakozásából áll, gyakori tarka agyagos, ill. lignit közbetelepülésekkel, édesvízi faunatórsulásokkal. Az Alföldön a Zagyvai, míg a Dunántúlon a Rábaközi Formáció tartozik ide. A rétegsor felső, (feltehetően jelentős klímaváltozásokhoz köthető), tarka agyagot nagyobb mennyiségben tartalmazó részét az Alföldön Nagyalföldi, a Dunántúlon Hansági Formáció névvel illették. E képződmények tagozattá történő átminősítése indokolt lenne, így végre e tekintetben közös nyelven beszélhetnének a mélymedencében és a folyamatos maggal dolgozó geológusok, hiszen a karotázis szelvényeken nem különül el a két fluvio-lakusztis eredetű formáció.

– *mocsárerdei lignit és barnakőszén képződmények*: a Középhegység előterében, jelentősebb üledékutánpótlástól védett, mocsári területen képződött kőzetek. Az Alföldön a Bükkaljai, míg a Dunántúlon a Toronyi Formáció tartozik ide. Ez utóbbi területen a toronyi fúrásokban, valamint a Szombathely–2 fúrásban harántolták.

– *vulkáni termékek*: az Alföldön a Keceli Bazalt, a Dunántúlon a Pásztori Trachit Formáció sorolható ide. Ezen képződmények taglalására jelen tanulmány nem kíván kitérni.





### Az egyes részmedencék pannóniai rétegsorának legjellemzőbb eltérései

Az egyes részmedencékben a lokális hatások következtében karakterisztikus különbségek is adódnak, hiszen eltérő időben és tektonikai környezetben történt az üledékképződés. Így például a Dunántúlon sok területen fokozatos a szublitorális-litorális fázisok közötti átmenet, ami lassúbb progradációt sugall az alföldinél. Ugyanez jellemző a Duna-Tisza-köze déli részén, ahol — a folyótorkolatok távol lévén — a partvonal igen lassú progradációja eredményezte a fokozatos átmenetet.

A *Makó-Hódmezővásárhelyi-árok* volt az etalon terület a pannóniai rétegsor szedimentológiájának megismerésében, felépítése közismert (BÉRCZI & PHILLIPS, 1985). Felépítését az 5. ábra szemlélteti.

A *Békési-medence* szintén jól feldolgozott terület, szedimentológiai és rétegtani felépítését nemzetközi project keretében népes szakértői gárda vizsgálta (RÉVÉSZ et al., 1989; JUHÁSZ et al., 1989; MATTICK et al., 1989). Itt a litofáciesek viszonylag homogének, térben is jól követhetők. Itt találkozott az ÉNy-i és az ÉK-i irányból érkező feltöltődés, mind a turbiditék, mind a sekélyebb litofáciesek tekintetében (5. ábra).

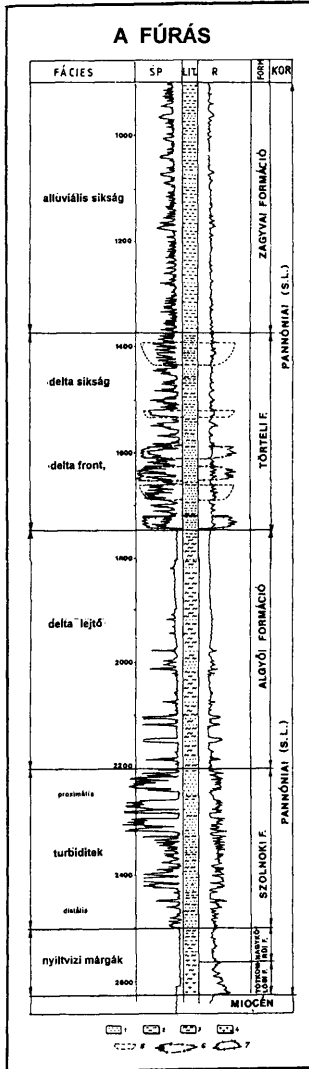
A *Derecskei-árokban* az ÉK-ről jövő behordás kevesebb és finomabb törmelékanyagot hozott az Alföld K-i részén, így a fázisok térbeli elterjedése más. A vastag, homokos turbidit rendszer az árok tengelyében vonult végig, míg a peremeken vastag pelites sorozat rakódott le, nem cselejtő, hanem a turbiditék kapcsolódó finomszemcsés fázisait tartalmazva (6. ábra).

A *Jászági-medencében* igen vastag, bazális márga rétegek találhatók helyenként. A medence K-i részén szintén megtalálható a két irányból érkező felhalmozódás összefogazódása, amelyet tektonikai mozgások tettek eléggé pregnánssá. A homokos turbiditék nagy része Ny-i irányból, míg K-ről finomszemcsés üledékanyag érkezett a medencébe, ami a mélyvízi fázisok geometriáját is erősen befolyásolta (JUHÁSZ 1992, 1993).

A *Jászági-medence* K-i részén, valamint a *Derecskei-árokban* és környezetükben tapasztalható a partmenti és a nyíltvízi fázisok többszörös összefogazódása, ami a jelentős relatív vízszintingadozások következtében alakult ki. A K-ről érkező kisebb delta rendszer (kisebb mennyiségű üledékanyag) nem tudta kiegyensúlyozni az üledékképződés rendelkezésére álló tér időnkénti változásait (JUHÁSZ, 1993). Ugyanezek a vízszintingadozások a Duna-Tisza-közén, valamint a *Dráva-medencében* csak a litorális rétegsor jelentős kivastagodásában jelentkeznek. Kisebb relatív vízszintingadozások nyomai fellelhetők az Alföld déli részén húzódó szedimentológiai-rétegtani szelvényen is a *Törteli Formáció* partmenti fázisokat képviselő rétegsorában (5. ábra).

1. ábra A vizsgált neogén medencék helyszínrajza, a neogén medencealjzattal. Alföld: 1. Makó-Hód-árok, 2. Békési-medence, 3. Derecskei-árok, 4. Jászági-süllyedék, Dunántúl: 5. Dráva-medence, 6. Zala-medence.

Fig. 1. Location of the studied Late Neogene subbasins in the Pannonian Basin, with the structural contour map of the Neogene basement. I. Hungarian Plain: 1. Makó-Hód trough, 2. Békés basin, 3. Derecske trough, 4. Jászág basin, II. Transdanubia: 5. Dráva basin, 6. Zala basin.



A Dunántúl pannóniai képződményeinek vizsgálata alapján csak részletes szedimentológiai és rétegtani vizsgálatok után javasoljuk a *Kisalföld* északi, ÉK-i részének bevonását az „egységesítésbe”, mivel az ottani képződmények kevésbé hordozzák magukon a jellegzetes mélymedencebeli rétegsorok jegyeit. Déli részén azonban a Zala-medencei kifejlődéshez teljesen hasonló litofácies egységek alakultak ki.

A *Zala-medencében* jellegzetes különbség, hogy a rétegsor turbiditokkal indul a mélymedencében. Nyilván ezek a legidősebb korú turbiditok a pannonban, a szarmatából folyamatosan fejlődnek ki. Mint már az előzőekben említettük, nagy területen követhető és kitérképezhető elválasztó márga réteg iktatódik a turbidit összetletbe (Lenti Márga Formáció), amely valószínűleg a relatív vízszint hosszabb megemelkedését jelzi, tehát ez a képződmény időhorizontot is jelöl egyúttal (3., 8. ábra). A felhalmozódás Ny-ról, illetőleg ÉNy-ról érkezett, így a medence K-i részén vastag alsó márga rétegsor rakódott le, mivel a középhegység felől minimális volt a törmelékbehordás. A medence ÉK-i részén markánsan jelentkezik egy alsó, erodált delta rendszer maradványa (SZENTGYÖRGYI és JUHÁSZ, 1988).

A *Dél-Balaton medencerészben* kialakult fáciesek nem vethetők össze a mélymedence képződményeivel. A Középhegység „ármélykolása” következtében egészen más jellegű rétegsorok alakultak ki, a litorális és a szublitorális fácieseket illetően egyaránt, mint a többi medencerészben, ezért feltehetően inkább a medenceperemek litológiai bélyegeit hordozzák a rétegsorok.

A *Dráva-medencében* a rétegsor már bazális márgákkal indul, és csak a felső turbidit sorozat nagy vastagságú kötegei jelennek meg. A litorális fácies asszociáció vastagsága azonban jelentős ezen a területen, és jól követhető homokkő ritmusok figyelhetők meg a rétegsoron belül, ami kevésbé jellemző a delta üledéksorokra; tehát egyéb, partmenti áramlások alakíthatták ki ezeket (7., 9. ábra).

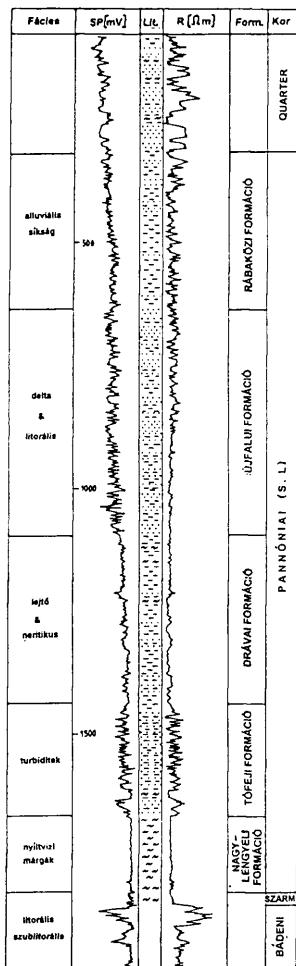
### Fejlődéstörténeti összefüggések

A Pannon-medence magyarországi területén a lefűződött, fokozatosan kiédesedő, endemikus faunájú tóba hatalmas tömegű törmelékanyag jutott az Alpok és Kárpátok térségéből, amelyet nagy vízhozamú folyók szállítottak a medence irányába. A fő behordódás a Dunántúlon ÉNy–Ny-ról, az Alföldön pedig ÉNy-ról és ÉK-ról történt, ez utóbbiak a Békési-medencében találkoztak, amely legutolsóként töltődött fel. Jelentéktelenebb behordási irányok kijelölhetők egyéb területeken is körben, de az előbbieket a döntő üledékképződési szempontból (10. ábra). A tó vízmélysége rendkívül változó volt, egyes süllyedékekben azonban a 800 métert is meghaladhatta, amire a lejtő fácies vastagságából tudunk következtetni. A mélyzónákban, ahová kezdetben

2. ábra Litosztratigráfiai egységek és litofáciesek az alföldi pannóniai s.l. képződményekben. 1. homokkő, 2. aleurolit, 3. agyagmárga, 4. mészmárga, 5. mederkitöltés, 6. torkolati zátonyos, 7. áthalmazott homokkőtest.

Fig. 2. Relationship among the lithostratigraphical units, the facies and the lithology in the Pannonian s.l. sedimentary sequence of the Hungarian Plain. 1. sandstone, 2. siltstone, 3. argillaceous marl, 4. calcareous marl, 5. channel fill, 6. mouth bar, 7. reworked sandstone body

## B FŰRÁS



üledékanyag nem jutott el, kondenzált üledékképződés folyt, hemipelágikus mészmárga, majd agyagmárga rétegsorok leülepedésével. Az üledékforrásokhoz közeli területeken vastag, mélyvízi turbidit összlet halmozódott fel, amelyben a turbidit rendszerek szinte minden elemét megtalálhatjuk. Ezek felső része már minden bizonnyal a medencébe ömlő folyódeltákhoz kapcsolódik.

A medencelejtőn és delta lejtőn, amely számunkra most egy fáciesben jelenik meg (neritikus fácies), csak a pelites üledékek maradtak meg, a homokok gravitációs üledékcúszással átüledtek a mélyzónába. Ez alól csak az alaphegységi kiemelkedések, szerkezeti magaslatok előtere kivétel, ahol a lejtőszög – mielőtt a felhalmozódás átbukott volna a magaslaton – lecsökkent, így a homokok is állékonyan megmaradtak a lejtőn. Ez az oka annak, hogy az Algyői Formáció helyenként rendkívül homokos kifejlődésű, általában a tetőzónák környezetében.

Körben a peremek mentén partközeli, parti környezetben folyt az üledékképződés, amelyekből az üledéksorokban ma a delta üledékek a dominánsak, hiszen ezek produkálták a legtöbb üledékanyagot. Ugyanakkor természetesen az egyéb partmenti fáciesek is megtalálhatók, amelyek az üledékforrásoktól távolabb alakultak ki, de ezek kisebb szerepet játszottak az üledék lerakódásában. Annyi bizonyos, hogy a tóban az árapály szerepe elhanyagolható volt, bár ez kétségtelenül indukálhatott esetleg áramlásokat, a hullámvás hatásának azonban jelentősebb szerep jutott a deltáktól távoli területeken.

A part irányában kifelé haladva a delta háttér, majd egy alluviális rendszer üledékei rakódtak le, meanderező folyók szeltek át a síkságot, lefűződött holtágak, árterek, mocsarak alakultak ki. Ezen üledékek találhatók a pannon üledéksor legfelső részében.

### Diszkusszió és konklúzió

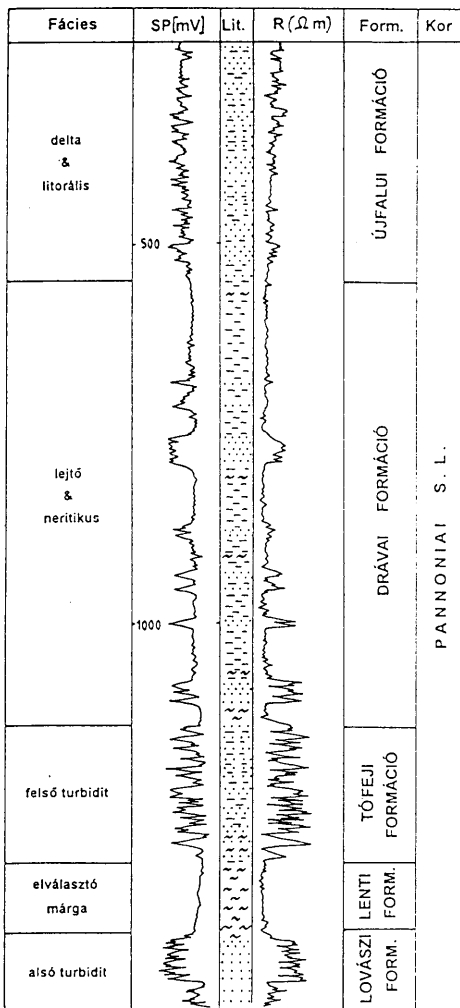
Jelenleg a pannon litosztratigráfia – főként a mélymedencét illetően – túltagoltnak látszik, a 48 formáció (ebből 26 medencebeli) kezelhetetlen ebben a formában, így öncélúvá vált. A közetértégtan eredeti célját elvesztette, nevezetesen azt, hogy könnyítsen a tájékozódásban. Adott esetben éppen ellenkező szerepet játszik, kevesen mernek hozzányúlni a formációkhoz, és még kevesebben látják át őket.

Célszerű lenne mind az alföldi, mind a dunántúli medencebeli formációbeosztás egyszerűsítése, egyrészt az egyszerűbb kezelhetőség érdekében, hogy inkább segítségünkre legyen, mintsem bonyolítsa a munkánkat, másrészt azért, hogy az egyes formációk térképezhetővé váljanak, hiszen ez alapvető kritériuma a litosztratigráfiai egység fogalmának. Mostani formájukban nem mindegyik pannon formáció azonosítható és térképezhető a rendelkezésre álló eszközökkel. A 11. ábra az alföldi pannon rétegsorokra mutatja be az azonosítható és térképezhető formációkat (JUHÁSZ, 1992),

3. ábra. Litosztratigráfiai egységek és litofáciesek a dunántúli pannoniai s.l. képződményekben. Zala-medence K-i pereme. 1. homokkő, 2. aleurolit, 3. agyagmárga, 4. mészmárga, 5. mederkítöltés, 6. torkolati zátonysor, 7. áthalmazott homokkőtest.

Fig. 3. Relationship among the lithostratigraphical units, the facies and the lithology in the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence of the Transdanubian areas. Eastern marginal setting. 1. sandstone, 2. siltstone, 3. argillaceous marl, 4. calcareous marl, 5. channel fill, 6. mouth bar, 7. reworked sandstone body.

## C FÚRÁS



míg a 12. ábra a Dunántúlra próbál egy ilyen javaslatot adni. Az ábrán nem szereplő egységek nem elégítik ki a formáció fogalmának kritériumát, ezért tagozattá történő minősítésüket javasoljuk. Valójában azonban a Dunántúlon sohasem voltak e formációnevek közhasználatban, inkább mint az egyes szénhidrogénmezők nevei, amelyek alapján a formációkat elnevezték.

Mihelyst azonban a leegyszerűsített, logikusabb formációbeosztást látjuk magunk előtt, azonnal nyilvánvalóvá válik, hogy a dunántúli neogén medencék és az Alföld pannóniai s.l. formációi megfeleltethetők egymásnak. Erre JÁMBOR Áron már 1985-ben felhívta a figyelmet. Végső lépésként elképzelhető egy egységes formációbeosztás elkészítése az összes medenceterületre, amely nagyban megkönnyítené nem csak az itt dolgozó, hanem a kívülálló geológusok tájékozódását is a medencebeli pannon képződményekben, továbbá a medencebeli képződmények térképezését.

A regionális geológiai vizsgálatok tehát arra engednek következtetni, hogy genetikailag rendkívül hasonló pannóniai s.l. litofációs egységek találhatóak a különböző mélymedencékben. Így tehát mód nyílik arra, hogy kidolgozzuk a litosztratigráfia logikusabb rendszerét. Az új rendszerben célszerű lenne a fenti genetikai alapú egységeket jelölni ki formációként, amely mindenki számára áttekinthetőbbé és könnyebben kezelhetővé tenné a pannon rétegsort.

Végül szeretnénk javaslatot tenni a medencebeli pannon képződmények formációbeosztására, egyelőre nevek nélkül, csak az egyes genetikai egységek betűvel történő megjelölésével. Az egyes egységek formáció rangúak. A végleges nevek és sztratotípusok leírása megegyezés szerint a későbbiekben, a Rétegtani Bizottság közreműködésével kerülhetne sorra (13. ábra).

A bazális márgák (A egység) kétoztatúsága (mészmarga és agyagmarga) lehetőséget nyújt arra, hogy továbbra is bontsuk őket ( $A_1$  és  $A_2$  egység). Kis vastagságuk azonban, valamint az a tény, hogy az átmenet fokozatos közöttük, tehát elhatárolásuk szubjektív, felveti, nem kellene-e egy formációként kezelni őket, bár mindkettő térképezhető egység. A partmenti konglomerátumok (B egység) külön formációként történő kezelése indokolt. A mélyvízi turbiditek (C egység) egy formációvá történő összevonása indokolt a Dunántúlon is, az alsó és felső turbiditet elválasztó Lenti Márga tagozatként történő megtartását javasoljuk. A neritikus és lejtő fácies (egység) pelites rétegsora a D egységet alkotja, míg a litorális fácies asszociáció homokos, alearitós képződményei az E egységet.

Az alluviális képződményeket javasoljuk egy formációként kezelni (F egység) és a tarka agyagot nagyobb részarányban tartalmazó, csak folyamatos magfúrásokban felismerhető felső szakaszt tagozattá átminősíteni. Természetesen külön egységként kezelendő mind a lignites, barnakőszes fácies egység (G egység), mind a vulkanitokat tartalmazó képződménycsoport ( $H_1$ ,  $H_2$  egység), amelyek megnevezésén nem szükséges változtatni.

4. ábra. Litosztratigráfiai egységek és litofációk a dunántúli pannóniai s.l. képződményekben, a budafai alaphegységi kiemelkedés fölött. 1. sandstone, 2. siltstone, 3. argillaceous marl, 4. calcareous marl, 5. channel fill, 6. mouth bar, 7. reworked sandstone body.

Fig. 4. Relationship among the lithostratigraphical units, the facies and the lithology in the late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence of the Hungarian Plain. Basinal setting, above Budafa basement high. 1. sandstone, 2. siltstone, 3. argillaceous marl, 4. calcareous marl, 5. channel fill, 6. mouth bar, 7. reworked sandstone body.





## Comparison of the sedimentary sequences in Late Neogene subbasins in the Pannonian Basin, Hungary

Györgyi JUHÁSZ

### Introduction

The Pannonian Basin comprises a series of subbasins or deep depressions, due to differential subsidence both in space and time. In fact, they are more or less connected to each other (Fig. 1). Though basin formation and subsidence started in the middle Miocene, it continued later on, and the greatest amount of sedimentation took place in late Miocene times (Pannonian s.l., 2.4–12 Ma), which is the topic of this paper. We do not discuss, however, the sedimentation in the Karpatian–Sarmatian archipelago (12–19 Ma), although we can see them on the cross sections.

As sediment input was uninterrupted from the margins of the basin, the infilling of the subbasins was shifted in time. The mechanism of sedimentation, the depositional environments and the main factors affecting deposition, however, did not change basically during late Miocene times. Therefore the lithofacies associations, formed in the different subbasins, are very similar to each other, although they become younger towards the SE part of Hungary.

Up to now the geology of the Neogene of Transdanubia and the Hungarian Plain (*W versus E Hungary*) were considered to be completely different, and different lithostratigraphical nomenclature and subdivision is applied even today. Comparative studies on the lithofacies units from the sedimentological and regional geological point of view, however, pointed out that their architecture, apart from minor differences, is very similar.

Differences were caused by different rates of sediment input and by the relative water level fluctuations and also the climate.

---

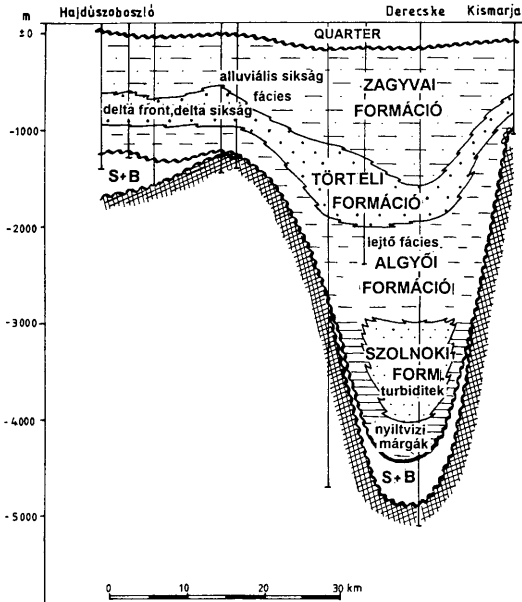
5. ábra. Az Alföld déli része pannóniai s.l. képződményeinek közel DNY–ÉK-i irányú vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvénye. 1. finom homokkő, 2. középszemű homokkő, 3. aleurit, 4. agyagmárga, 5. mészmárga, 6. konglomerátum, 7. Neogén aljzat.








*Fig. 5. Stratigraphical and sedimentological profile in the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence across the southern part of the Hungarian Plain in approximately SW-NE direction. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. claymarl, 5. calcareous marl, 6. conglomerates, 7. Neogene basement.*

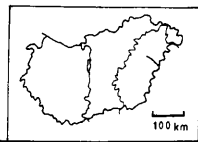
### DERECSEKI ÁROK

ÉNY

DK



- |   |   |   |   |
|---|---|---|---|
|  |  |  |  |
|  |  |  |   |



### Major lithofacies units

The main lithofacies units common in the Pannonian s.l. sequence of the Neogene subbasins are the followings: (the lithostratigraphical units, facies and lithology can be seen in Figs. 2-4. The sedimentological and stratigraphical cross sections in the different subbasins are drawn in Figs. 5-9).

- *Basal marls* (hemipelagic sediments) formed on the basin plain. The sequence begins with calcareous marl and grades upwards into argillaceous marl. The facies of the calcareous marl changes with water depth from dirty white (pale yellow) to dark brown or black, as the differential subsidence created very shallow structural highs inside the basin. It consists of the Nagykőrű and Tótkomlós Formations in the Hungarian Plain and the Nagylengyel and Belezna Formations in the Transdanubia.

- *Coastal conglomerates* around pre-existing islands — now basement highs. It comprises the Békés Formation in the Hungarian Plain and the Mihály Formation in the Transdanubia.

- A thick deep-water *turbidite* sequence of fine-grained sandstones with associated facies in the deepest parts of the basin. In the Zala area (Transdanubia) it is divided by an intermediate marl unit (Lenti Formation), probably produced by a strong transgression and represents maximum flooding surface (SZENTGYÖRGYI & JUHÁSZ, 1988). The Szolnok Formation in the Hungarian Plain and the Tófej and Lovászi Formations in the Transdanubia represent them.

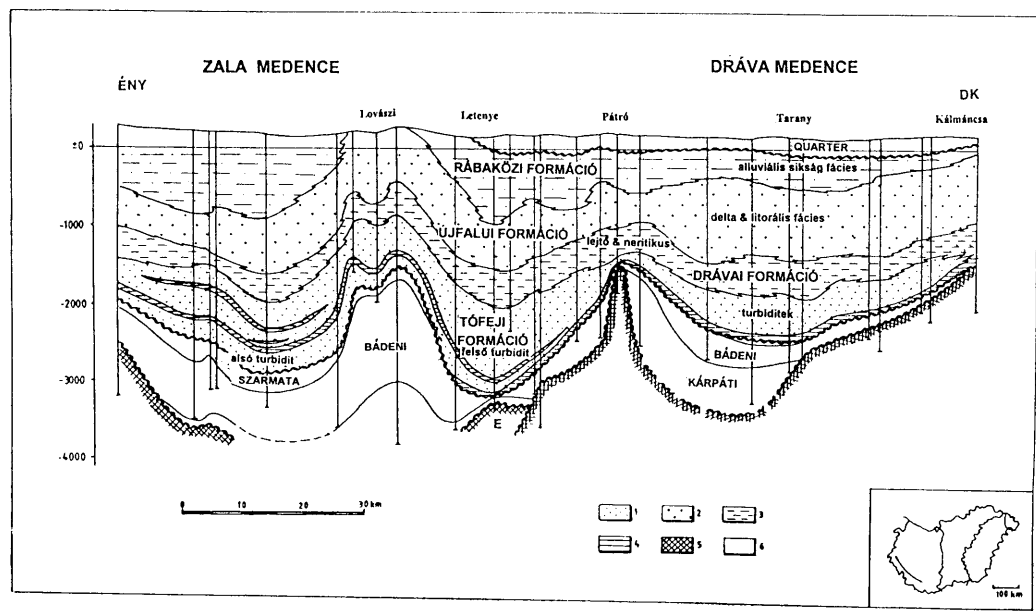
- *Slope or neritic* deposits of a huge thickness (200-1000 m) built up by argillaceous marls and siltstones, as sandstones were mobilized on the slope downward. It represents both the delta slope and the basin slope sediments. It contains the Algyő Formation in the Hungarian Plain and the Dráva Formation in Transdanubia.

- Well developed *littoral* (nearshore and shoreline) sediments, large amount of it (70-80 %) formed in deltaic environments (i.e. delta front and delta plain), representing the huge amount of fluvial sediment discharge, thus forming a thick, sandy, continuous lithofacies association. It contains the Törtel Formation in the Hungarian Plain and the Újfalú Formation in Transdanubia.

- A thick lithofacies association of *fluvial* or alluvial sediments; it is not widespread in all parts of the basins, in some areas it is eroded. It was formed in a fluvio-lacustrine environment with meandering streams, floodplain, small lakes and marshes, in some areas producing also thin lignite beds. It is called Zagyva and Rábaköz Formation in the different subbasins.

6. ábra. A Derecskei-árok pannóniai s.l. képződményeinek közel ÉNy-DK-i irányú vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvénye. 1. finom homokkő, 2. középszemű homokkő, 3. aleurolit, 4. agyagmárga, 5. konglomerátum, 6. neogén aljzat, 7. mészmárga.

Fig. 6. Stratigraphical and sedimentological profile in the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence across the Derecske trough in approximately NW-SE direction. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. claymarl, 5. conglomerates, 6. Neogene basement, 7. calcareous marl.



- Thicker *lignite* and brown coal beds in the uppermost part of the sedimentary sequence in some restricted areas, e.g. in the foreground of the Midmountains in the northern part of the Hungarian Plain, where sediment input was negligible, and large areas were covered by marshes. It is called Bükkalja Formation in the Hungarian Plain and Torony Formation in Transdanubia.

- In a few restricted areas there are *volcanic rocks* (basalt and basalt tuff, and trachyte, mainly in the basal marls; Pásztori and Kecel Formations, respectively).

The different facies associations can be detected over long distances all over the basin and are well mappable, even the deltaic successions are fairly continuous. The main sediment supply came from the NW-W directions in Transdanubia, while from the NW and also the NE directions in the Hungarian Plain, in the eastern part of Hungary (Fig. 10). Sedimentary supply was some coarser-grained and larger from the NW and finer-grained from the NE, depending on the hinterland. This caused some differences between E and W in the geometry of facies, which was also affected by the paleomorphology and thermal subsidence of the basin.

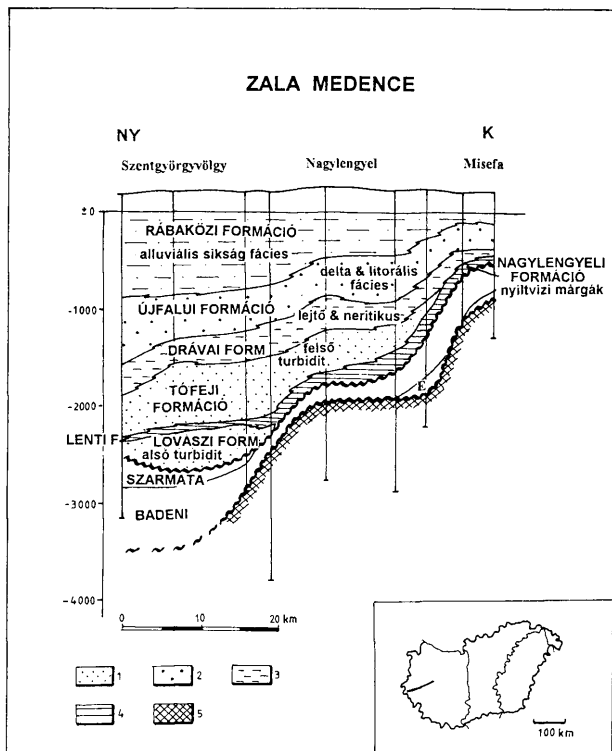
Peculiarities of sedimentation are caused on one hand by relative lake-level fluctuations, on the other hand by the above mentioned differences in sediment input. The relative water-level changes were affected mainly by strong tectonics, differential thermal subsidence, and probably also by eustacy, although we do not know nothing about the connections, and there are no faunistical evidences. Changes can be caused also by changes of climate.

Nevertheless, the fluctuations can be detected by the great variances in the thickness of the littoral (delta front, delta plain) facies associations (Törtel and Újfalu Formation), its extreme thickening in a special zone around the Hungarian Plain and the Dráva Basin, where also the alluvial sediments pinches out or thins above them.

---

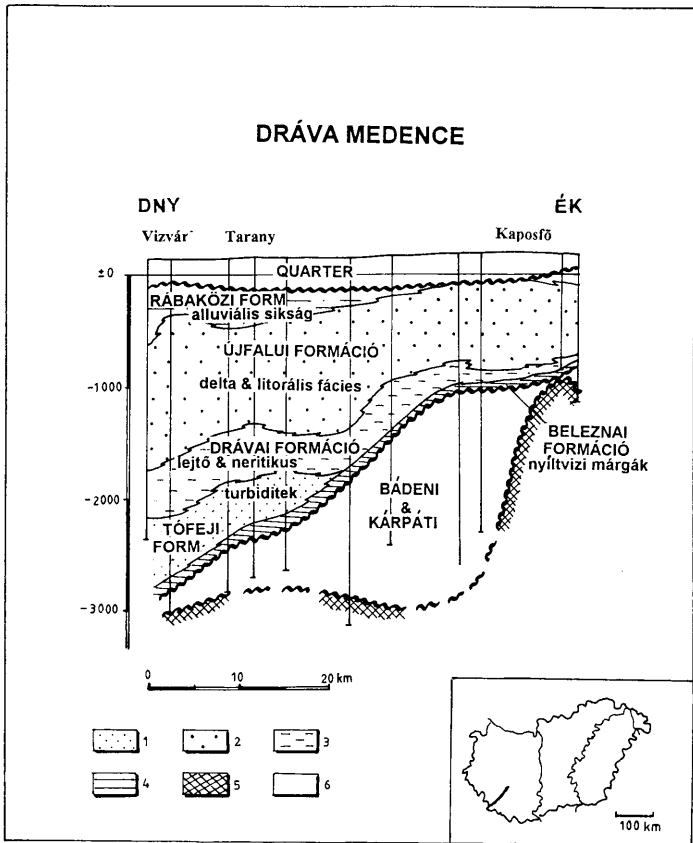
7. ábra. A dunántúli medencerészek pannóniai s.l. képződményeinek közel ÉNy-DK-i irányú vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvénye. 1. finom homokkő, 2. középsemű homokkő, 3. aleurolit, 4. márga, 5. Neogén aljzat.

Fig. 7. Stratigraphical and sedimentological profile in the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence across the Transdanubian basins in approximately NW-SE direction. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. marl, 5. Neogene basement.



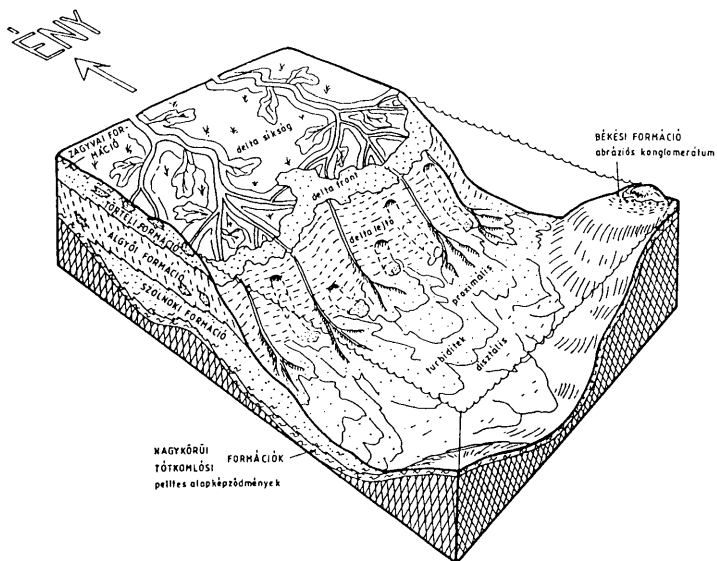
8. ábra. A Zala-medence pannóniai s.l. képződményeinek közel Ny-K-i irányú vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvénye. 1. finom homokkő, 2. középszemű homokkő, 3. aleurolit, 4. márga, 5. neogén aljzat.

*Fig. 8. Stratigraphical and sedimentological profile in the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence across the Zala Basin in approximately W-E direction. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. claymarl, 5. Neogene basement.*



9. ábra. A Dráva-medence pannóniai s.l. képződményeinek közel DNY-ÉK-i irányú vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvénye. 1. finom homokkő, 2. közepesemű homokkő, 3. aleurolit, 4. márga, 5. neogén aljzat.

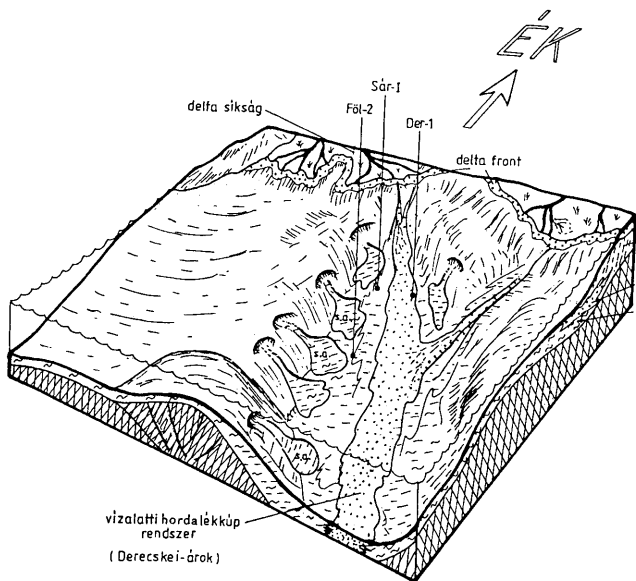
Fig. 9. Stratigraphical and sedimentological profile in the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence across the Dráva-Basin in approximately SW-NE direction. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. marl, 5. Neogene basement.



10a ábra A Pannon-medence magyarországi részének üledékfelhalmozódási modellje. A Dunántúl és az Alföld Ny-i része.

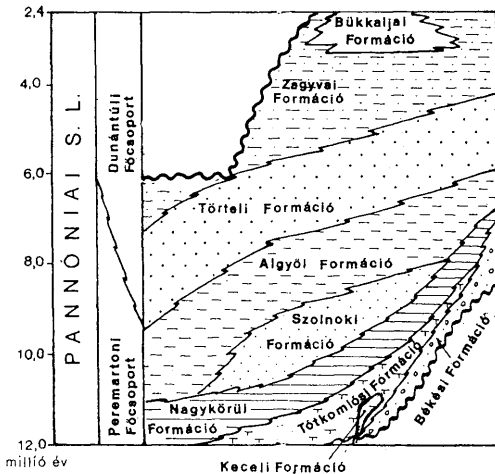
Fig. 10a. Three dimensional depositional models for the Hungarian subbasins. From the NW in Transdanubia and the W part of the Hungarian Plain.





10a ábra A Pannon-medence magyarországi részének üledékfelhalmozódási modellje. Az Alföld K-i része.

Fig. 10a. Three dimensional depositional models for the Hungarian subbasins. From the NE in the E part of the Hungarian Plain.

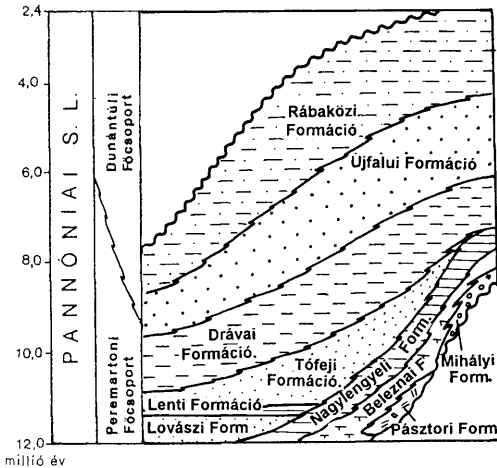


11. ábra. Az azonos íthatóság és térképezhetőség kritériumainak szem előtt tartásával javasolt formációbeosztás az Alföldre (JUHÁSZ, 1992). 1. finom homokkő, 2. közepszemű homokkő, 3. aleurolit, 4. agyagmárga, 5. konglomerátum, 6. neogén aljzat, 7. mészmárga.

Fig. 11. Suggested lithostratigraphical chart for the Pannonian sequence of the Hungarian Plain, based on the identification and detailed mapping of the Pannonian formations. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. claymarl, 5. conglomerates, 6. Neogene basement, 7. calcareous marl.

### Discussion and conclusions

We propose the unifying of the lithostratigraphic subdivision of the Pannonian s.l. sequence, since at the moment it has 48 formations in all, 26 of which are for the basins. According to the proposal, the subbasins should be characterized only by approximately 10 formations, based on the genetic units discussed above. In the figures the old formation names are adopted, simplified somewhat, with only the mappable formations. These, however, highlight the similarity among the architecture of the Pannonian succession in different parts of the basin (Fig. 11–12). In conclusion a new unified lithostratigraphic nomenclature is proposed without selecting the final names and stratotypes.



12. ábra Az azonosíthatóság és térképezhetőség kritériumainak szem előtt tartásával javasolt formációbeosztás a Dunántúli medenceterületek pannóniai képződményeire. 1. finom homokkő, 2. közepszemű homokkő, 3. aleurolit, 4. agyagmárga, 5. konglomerátum, 6. neogén aljzat, 7. mészmárga.

Fig. 12 Suggested lithostratigraphical chart for the Pannonian sequence of the Transdanubian subbasins, based on the identification of the Pannonian formations. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. claymarl, 5. conglomerates, 6. Neogene basement, 7. calcareous marl.

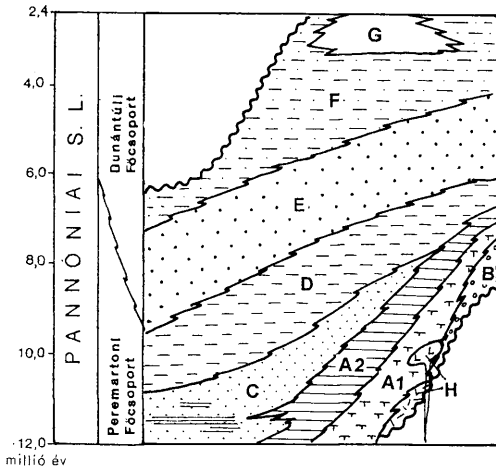
Irodalom – References

BARDÓCZ B., BIRÓ E., DANK V., GAJDOS I., MÉSZÁROS L., NÉMETH G. & TORMÁSSY I. (1987): A dunántúli medenceterületek kunsági (pannóniai s.str.) emeletbeli képződményei. (Formations of the Kunság stage (Pannonian s.str.) in the Transdanubian basins) — MÁFI Évkönyve LXIX, 149–178.

BÉRCZI I. & PHILLIPS R.L. (1985): Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeastern Hungary. — Geophysical Transactions, special edition, 71–87.

BÉRCZI I., DANK V., GAJDOS I., PAP S., RÉVÉSZ I., SZENTGYÖRGYI K. & VÖLGYI L. (1987): Az Alföld kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli képződményei. (Formations of the Kunság stage (Pannonian s.str.) in the Hungarian Plain). — MÁFI Évkönyve LXIX, 179–198.

ELLIOTT, T. (1986): Deltas. In: READING, H.G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 569 p.



13. ábra. Javasolt egységes litosztratiográfiai tábla a magyarországi neogén medenczerészek pannóniai rétegsorára a végleges nevek megjelölése nélkül, a cikkben vázolt, genetikai alapú egységek figyelembevételével. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. claymarl, 5. conglomerates, 6. Neogene basement, 7. calcareous marl A: bazális márgák, B: abrázíós konglomerátum, C: turbiditek, D: neritikus fáciesek, E: litorális fáciesek, F: alluvialis üledékek, G: lignit, H: vulkáni termékek.

Fig. 13. Proposed unified lithostratigraphical chart for the Late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence in the basinal areas of the Pannonian Basin, based on the major lithofacial units. 1. fine-grained sandstone, 2. medium-grained sandstone, 3. siltstone, 4. claymarl, 5. conglomerates, 6. Neogene basement, 7. calcareous marl. A: basal marls, B: coastal conglomerates, C: turbidites, D: neritic facies, E: littoral facies, F: alluvial sediments, G: lignite and brown coal, H: volcanic products.

GAJDOS I., PAPP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. (1983): Az alföldi pannóniai (s.l.) litosztratiográfiai egységei. (Lithostratigraphic units of the Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain). — MÁFI, Budapest, 70 p.

GALLOWAY, W.E. & HOBDDAY, D.K. (1983): Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer-Verlag, New-York.

JÁMBOR Á. (1980): A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonásai. (Basic features of the stratigraphy of the Pannonian formations) — Ált. Földt. Szemle, Budapest, 14, 113–124.

JÁMBOR Á. (1985): Magyarázó Magyarország pannóniai (s.l.) képződményeinek földtani térképeihez. (General explanation for the geological maps of the Pannonian s.l. formations in Hungary) — MÁFI, Budapest, 42 p.

JÁMBOR Á. (1989): Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — Acta Geologica Hungarica 32, 269–324, Budapest.

- JUHÁSZ Gy., MOLENAAR, C.M. BÉRCZI I., RÉVÉSZ I., KOVÁCS A. & SZANYI B. (1989): A Békési-medence pannóniai (s.l.) üledékösszletének rétegtani viszonyai. (Stratigraphy of the Pannonian s.l. sedimentary sequence in the Békés Basin). — *Magyar Geofizika*, 30/4-5, 129-145.
- JUHÁSZ Gy. (1991): Sedimentological and lithostratigraphical framework of the Pannonian (s.l.) sequence in the Hungarian Plain, Eastern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica*, 34/1-2, 53-72
- JUHÁSZ Gy. (1992): A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet. (Pannonian s.l. lithostratigraphic units in the Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environments) — *Földtani Közlöny* 122/2-4, 133-165, Budapest
- JUHÁSZ Gy. (1993): Relatív vízszintingadozások rétegtani-szedimentológiai bizonyítékai az Alföld pannóniai s. l. üledékösszletében. (Sedimentological and stratigraphical evidences of water-level fluctuatus in the Pannonian Lake). — *Földtani Közlöny* 123/4, 379-398, Budapest
- KORPÁSNÉ HÓDI M. (1987): A magyarországi fiatal neogén képződmények korrelációs lehetőségei. (Korrelationsmöglichkeiten der jungen Neobildungen Ungarns) — *MÁFI Évkönyve* 69, 435-452
- KORPÁS-HÓDI M., POGÁCSÁS Gy. & SIMON E. (1992): Paleogeographic outlines of the Pannonian s.l. of the southern Danube-Tisza Interfluve. — *Acta Geologica Hungarica*, 35/2, 145-163.
- MARINOVIĆ, D. & BOSKOV-STAINER, A. (1971): Stratigraphy of oil and gas fields in the territory of Yugoslavia. — *Nafta* 22/6, 524-532
- MATTICK, R.E. et al. (1988): Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary rocks in the Pannonian Basin, SE Hungary. In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (eds.): *The Pannonian Basin - A study in basin evolution*. AAPG Memoir 45, 117-146.
- MIALL, A.D. (1984): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Verlag, New York, 490 p.
- MUCSI M. & RÉVÉSZ I. (1975): Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. — *Acta Min.-Petr. Szeged*. 22/1, 29-49.
- MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. — In: *Provenance of arenites*. (G.G. ZUFFA ed.) Reidel Publishing Co. pp.65-93
- PIRSON, L. (1970): *Geologic Well-log Analysis*. Gulf Publishing Co., Houston, Texas, 370 p.
- POGÁCSÁS Gy. & RÉVÉSZ I. (1987): Neogén delta jellegek szeizmikus sztratiográfiai és szedimentológiai vizsgálata a Pannon-medencében. — *MÁFI Évkönyv* 62, 267-273.
- POGÁCSÁS Gy., SZABÓ A. & SZALAY J. (1992): Az alföldi progradációs delta sorozatok kronosztratiográfiai viszonyai. (Chronostratigraphical features in the progradational deltaic sequences in the Hungarian Plain) — *Magyar Geofizika* XXXIII/1, 1-13.
- POGÁCSÁS Gy., MÜLLER P. & MAGYAR, I. (1993): The role of seismic stratigraphy in understanding biological evolution in the Pannonian Lake (SE Europe, Late Miocene). — *Geol. Croat.* 46/1, 63-69, Zagreb.
- READING, H.G. (1978): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 569 p.
- RÉVÉSZ I., BÉRCZI I. & PHILLIPS, R. L. (1989): A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. (Lower Pannonian sedimentation in the Békés Basin). — *Magyar Geofizika*, XXX/2-3, 98-113, Budapest.
- ROYDEN L., HORVÁTH F. & RUMPLER J. (1983): Evolution of the Pannonian basin system 1. Tectonics. — *Tectonics*, 2/1, 63-90.
- SZENTGYÖRGYI K. & JUHÁSZ Gy. (1988): Sedimentological characteristics of the Neogene sequences in SW Transdanubia, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 31/3-4, 209-225.



# A szmektit-illit átalakulás függése a hőmérséklettől

## Smectite-illite geothermometry

VICZIÁN István<sup>1</sup>

(3 ábrával)

### Összefoglalás

A dolgozat első része irodalmi áttekintés, amely a szmektit → illit/szmektit kevert szerkezet → illit átalakulási sor geotermométerként való alkalmazási lehetőségeit tárgyalja. A fúrási szelvények ásványtani vizsgálatán, valamint modellkísérleteken alapuló reakciókinetikai modellek szerint a szmektit-hányad az idő, a hőmérséklet, a kationok, elsősorban a  $K^+$  aktivitása, valamint az aktiválási energia függvénye. A szerves anyaghoz képest a reakció lefolyása nagyon lassú, a kb. 3 millió évnél rövidebb hatások már „hirtelen” hatásoknak tekintendők, amelyekre még nem volt ideje az illit/szmektitnek kellő mértékben reagálni.

Vitatott kérdések a termodinamikai értelemben való egyensúly kérdése, valamint az elemi rétegek (fundamental particles) szerepe. Kifejlődtek más szervesetlen diagenézisjelzők is, így a klorit, corrensit, valamint a kova-ásványok.

A dolgozat második részében röviden összefoglaljuk – cseh és szlovák együttműködés segítségével – a Pannon- és Bécsi-medence diagenetikus viszonyait. Általában a normális süllyedéssel betemetődési modell érvényesül, de pl. a Makói-árokban és a Kelet-Szlovákiai-medencében az átalakulás inkább a „hirtelen” hatás modelljéhez áll közel.

Az átalakulás hőmérsékleti tartománya közel megegyezik az olajképződés zónájával.

### Abstract

In the first part of the paper recent publications on the application of the series smectite → mixed-layer illite/smectite → illite as geothermometer are reviewed. Reaction kinetic models based on mineralogical studies of downhole samples and laboratory experiments show that the smectite proportion depends on the variables time, temperature, activity of cations (especially of  $K^+$ ), and activation energy. As compared with organic matter, the reaction is very slow, heat effects of approximately less than 3 million years duration are considered as „short life” effects. In these cases no complete response of the illite/smectite composition to the heat effect can be expected.

There are still discussed problems such as the problem of equilibrium phases in a thermodynamic sense and the theory of fundamental particles. New methods using inorganic maturity indicators such as chlorites, corrensite and silica minerals have been developed.

In the second part of the paper a short summary of the studies in the Pannonian and Vienna Basins is given. The results were obtained by cooperation with Czech and Slovak colleagues. In

<sup>1</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

general, the normal burial model prevails. In few cases such as in the Makó Through and East Slovak Basin the model of „short life” effects is more appropriate.

The temperature range of the smectite-illite transformation nearly coincides with the oil generation zone.

Key words: clay minerals, geothermometry, smectite, illite, Pannonian basin

### Bevezetés

A Pannon-medence vonatkozásában egy korábbi publikációban már foglalkoztam ezzel a témával (VICZIÁN, 1985). Jelen tanulmányomban az újabb irodalmat ismertetem, majd néhány újabb értelmezési eredményt mutatok be.

### Az újabb irodalom áttekintése

A diagenézis során bekövetkező szmektit-illit átalakulás kutatása az elmúlt évtizedben reneszánszát éli. A röntgendiffrakciós, sőt bizonyos fokig az elektronmikroszkópos és izotópos vizsgálatok is szinte rutinszerűen folynak (így pl. Oroszországban a Kaukázus északi előterében levő kőolajtelepeken is, lásd NEDUMOV, 1993). A figyelem mindinkább az értelmezést elősegítő földtani és kémiai modellek kialakítása felé fordul. Ezen belül a geotermometriai alkalmazási lehetőség az egyik fő kérdés.

#### Közvetlen hőmérsékleti adatokkal való összehasonlítás

POLLASTRO (1993) az I/S (illit/szmektit) geotermométer CH-földtani alkalmazására hoz fel példákat, bizonyítva a HOFFMAN-HOWER (1979)-modell érvényességét a 3–300 millió éves időközben és az ennél rövidebb ideig tartó hőhatások esetében, amelyekre az I/S lassan reagál:

Átalakulás	HOFFMAN-HOWER modell	Rövid hőhatások
szmektit → I/S (R=0)	50–60 °C	változó
I/S (R=0) → (R=1)	100–110 °C	120–140 °C
I/S (R=1) → (R=3)	170–180 °C	170–180 °C

POLLASTRO kiemeli az eredeti szmektit-összetétel, valamint a rétegsorok utólagos lepusztulásának jelentőségét az átalakulási görbe kialakításában. A CH-földtani alkalmazás alapja, hogy az olajképződés hőmérsékleti tartománya is a fenti hőmérsékleti intervallumba esik.

Közvetlen S % - hőmérséklet görbét közöltek és a kiindulási anyagot is megkülönböztették („shale”, „bentonite”) ŠUCHA és munkatársai Szlovákiában (ŠUCHA et al. 1991; ŠUCHA et al. 1993a, b). A 80-as évek idevágó irodalmából DILL (1989) idéz néhány fontos publikációt.



*Közvetett hőmérsékleti adatokkal való összehasonlítás*

Közvetetten a hőmérsékletre következtethetünk a vitrinitreflexióval való összehasonlításból. A publikációk egy részéből az 1992. évben szerkesztettünk összehasonlító diagramot S és  $R_0$  között (HÁMOR-VIDÓ és VICZIÁN, 1993).

VELDE és LANSON (1993) a rövid (10 ezer éves nagyságrendű, pl. Salton Sea, California) és a hosszú (pl. paleozóos-mezozóos rétegek a Párisi-medencében) hőhatások megkülönböztetésére is felhívják a figyelmet. SCHEGG-nek (1992) a svájci Molassz-medencére vonatkozó adatai közül az I/S adatok kevésbé pontosak, de a kapott összefüggés regionális értelemben alapjában véve jó. Rövid távú hőhatás a termálvizektől is eredhet (Rajna-árok, TODOROV et al., 1993).

Idősebb képződményekkel foglalkozik HILLIER és CLAYTON (1989, devon) és BÜHMANN (1992, perm). Ez utóbbi publikáció Dél-Afrikából bonyolult földtani esetet ír le, ahol a diagenezisfok kialakításában dolerit intrúziók hőhatása is szerepet játszott. Ez lehet az oka, hogy az általa kapott S % -  $R_0$  % összefüggés nem hasonlít semmi más, eddig általam ismert lelőhelyére sem.

A Makói-árok egy részére MÁTYÁS J. is készített ilyen komplex diagenetikus modellt (magyarországi előadás: 1994. január 6., Budapest, MOL Rt.).

Saját vizsgálataim Nigériában a Benue-árokban hidrotermális értelepek környékén mutattak ki összefüggést S % ill. az illit kristályossági fok és  $R_0$  között. A szemektit illitesedésében ki lehetett mutatni egy regionálisan ható betemetődési és egy lokális hidrotermális hőhatást (AKANDE és VICZIÁN 1993, 1994).

*Az átalakulás mechanizmusának modelljei*

EBERL (1993) három kémiai folyamatot különböztet meg a szemektit-illit átalakuláson belül:

1. Szemektit átalakulása illitté (> 58 % S).
2. Illit kristályosodása (szemektit egyidejű feloldódása mellett (58–20 % S).
3. Az illit átkristályosodása az Ostwald-féle érési folyamat (Ostwald ripening) következtében (.20 % S).

EBERL szerint a 2. folyamat 80°C körül indul meg, az illit kristályosodásához szükséges  $K^+$  a kálicföldpáthból ered, amelyet – többek között – a kerogén éréséből felszabaduló  $H^+$  ionok oldanak fel. Így a CH-képződés katalizálja az illitképződést, és nem fordítva, mint régebben gondolták. Lényegében a fenti 3 szakasz meglétét támasztja alá BUATIER, PEACOR és O'NEIL (1992), valamint ŠUCHA, ELSASS és VASS (1993) is.

*Reakciókinetikai modellek*

Az átalakulási reakció kinetikáját tanulmányozva PYTTE és REYNOLDS (1989) egy ötödrendű kinetikai egyenlettel találtak jó egyezést. Maguk is csak formálisnak tartják ezt a modellt („that is difficult to reconcile with physical-chemical principles”), a valóságban több elemi reakció láncolata lehet a helyes megoldás. A modell-terület egy magmás intrúzió környezete volt. HUANG et al. (1993) laboratóriumi modellkísérletek

alapján jó egyezést kaptak egy másodrendű egyenlettel. VELDE és VASSEUR (1992) olyan kinetikai modellt állítottak fel, amely lényegében az EBERL (1993)-féle 1. és 2. zónának megfelelő két lépéssel közelítette az átalakulást. Egyelőre azonban a HUANG- és a VELDE-féle megközelítés eredményei nagyon távol vannak egymástól.

VELDE és VASSEUR – HUANG és munkatársaival ellentétben – nem laboratóriumi kísérletekből indult ki, hanem feltételezte előre a kinetikai egyenlet alakját, és annak paramétereit közelítette a fúrásszelvények empirikus adatai alapján. Feltételezték, hogy a szmektit–illit átmenet elsődrendű reakció formájában írható le:

$$dS/dt = -kS,$$

ahol  $S$  = szmektit-hányad,  $t$  = idő,  $k$  = reakcióállandó. Ebből

$$S = S_0 e^{-kt}$$

ahol  $S_0$  = szmektit-hányad a reakció megindulásakor, ami nem feltétlenül 1, hogy 1, azaz 100 % legyen.

A reakcióállandó az Arrhenius-egyenlet alapján:

$$k(t) = A e^{-E/RT(t)}$$

ahol  $E$  = aktivációs energia,  $R$  = univerzális gázállandó,  $T$  = hőmérséklet ( $^{\circ}K$ ),  $A$  = preexponenciális tényező.  $k$  időfüggését fejezi ki a  $k(t)$  írásmód, ami a földtani modellben a hőmérséklet időfüggése,  $T(t)$  révén valósul meg. Végül is egy  $t$  időben leülepedett réteg jelenlegi szmektit-hányadát a következő kifejezés írja le:

$$S(t) = S_0 e^{-\int e^{[\log(A) - E/RT(t')]} dt}$$

Ha a hőmérséklet  $t$  növekedésével nő, ez a kifejezés a 0 felé közelít, a tapasztalati megfigyelésekkel összhangban. E kifejezéssel számolva jól sikerült közelíteni az átalakulás jellegzetes „fordított S” alakját a mélység-szmektit diagramon, de még nem kaptak jól egyező  $A$  és  $E$  értékeket. Ezért a reakciót két részre bontották:

szmektit ( $R = 0$ )  $\rightarrow$  I/S ( $R = 1$ ) és

I/S ( $R = 1$ )  $\rightarrow$  illit.

Az ezekre kapott  $A_1$ ,  $E_1$  és  $A_2$ ,  $E_2$  paraméterekkel már több medencében jó egyezést kaptak a kísérletileg mért adatokkal. Szerintük a reakció nagyon érzékeny az időre, és sokkal kevésbé a hőmérsékletre.

HUANG és munkatársai a laboratóriumi modellkísérletekből kiindulva úgy találták, hogy jó közelítés egy másodrendű kinetikai egyenlet, amely a szmektit-hányad változását a

$$-dS/dt = k'S^2$$

alakban írja le, ahol a jelölések megegyeznek az előzőekben tárgyaltakkal. Ha a  $K^+$  ionok aktivitását is külön tekintetbe vesszük, a

$$-dS/dt = k [K^+] S^2$$

összefüggést kapjuk, ami az Arrhenius-egyenlettel kombinálva a következő alakra hozható:

$$-dS/dt = A [K^+] S^2 e^{E/RT},$$

Ez a kifejezés a VELDE-félettől abban különbözik, hogy  $[K^+]$ -t is figyelembe veszi, emiatt  $A$  nem is lehet még hasonló sem, mint az előző modellben. Ezen kívül  $S$  a négyzetben szerepel benne.

Az látható a fenti képletből, hogy a szmektit-hányad csökkenési sebessége ( $-dS/dt$ ) egyenesen arányos a pórusvíz  $K^+$ -aktivitásával és nagyobb, ha a meglévő szmektit-hányad még nagy, valamint hogy a hőmérséklet növelésével a szmektit-hányad az

$$e^{-\frac{1}{T}}$$

típusú függvény szerint gyorsabban csökken. HUANG et al. kiemelik, hogy a hőmérséklet a szmektit-átalakulás sebességét meghatározó legfontosabb tényező. A hőmérséklet hatásán túlmenően korrekciós faktorokat vezettek be a többi fontos kation ( $Na^+$ ,  $Mg^{++}$ ,  $Ca^{++}$ ) hatásának figyelembevételére is. Ezekkel számolva lehetővé válik a pórusvízzel való kölcsönhatás modellezése is.

Az ismertetett modellekben a kapott aktivációs energiák eléggé eltérők, de azért nagyságrendileg hasonlóak:

PYTTE és REYNOLDS (1989):	33,2 kcal/mol = 139,0 kJ/mol
VELDE és VASSEUR (1992):	(1) 69,7 kJ/mol
	(2) 37,4 kJ/mol
HUANG et al. (1993):	28 kcal/mol = 117,2 kJ/mol

### *Termodinamikai megfontolások*

Tovább tart a vita arról, hogy a természetben előforduló, nem egész-számú mólarányokkal jellemzett összetételű szmektit és illit ásványok, valamint ezek kevert szerkezetei termodinamikai értelemben egyensúlyi fázisok-e, vagy sem. PEACOR és munkatársai LIPPMANN korábbi megállapításával értenek egyet, és nem tekintik ezeket a reális ásványokat egyensúlyi fázisoknak. Megfogalmazásuk szerint az Ostwald-féle

lépcsős szabály értelmében a „nem-stabil szmektit” feloldódik és helyette „metastabil illit” kristályosodik a szmektit - illit átalakulás során (BUATIER et al. 1992).

Ugyanakkor AJA és ROSENBERG (1992) éles támadást indítottak LIPPMANN szemlélete ellen, és vizes oldási kísérletekre, valamint LIPPMANN érvelése állítólagos hibáira hivatkozva stabil fázisoknak tartják a természetben előforduló különböző összetételű szmektiteket és illiteket.

RANSOM és HELGESON (1993) szerint a szmektitek és illitek nem stabil fázisok, de összetételük kisebb változatosságot mutat, mint korábban, keverékek elemzése alapján feltételezték. Mind a szmektitek, mind az illitek 3-3 komponens szilárd oldatának tekinthetők, de ezek a komponensek még maguk sem termodinamikai fázisok, hanem további, ideális szélső tagok (pl. ideális muszkovit, pirofillit stb.) szilárd oldatának tekinthetők. Az így jellemzett illitek és szmektitek kevert szerkezetei viszont nem tekinthetők e komponensek szilárd oldatának, hanem csak szoros összenövési (intimate intergrowth) vagy helyettesítési (replacement) jelenségeknek tekinthetők.

### *Röntgendiffrakciós módszertani fejlesztés*

Az elektronmikroszkópia kifejlődése bizonyos mértékig megkérdőjelezte a hagyományos röntgendiffrakciós módszerrel kapott szmektit-hányadok megbízhatóságát, különösen azáltal, hogy a röntgennel szmektitnek tekintett rétegek egy részét az elemi illit szemcsék (fundamental particles) közötti szemcsehatárnak tekintette, amely diffrakciósan szmektitként viselkedik (interparticle diffraction). Feltételezték, hogy e szemcsehatárok számát, és ezzel együtt a látszólagos szmektithányadot az előkészítés során alkalmazott diszpergálással nagymértékben befolyásolni lehet. Erre reagál REYNOLDS cikke (1992): ő részletes laboratóriumi kísérletekkel bizonyította, hogy az előkészítés nem változtatja meg az összetételt. Bevezette az elemi illit-rétegek egymásrakövetkezésének jellemzésére a turbosztatikus indexet, és kimutatta, hogy az lineárisan összefügg a duzzadó rétegek hányadával, vagyis minél nagyobb a szmektit-hányad, annál inkább turbosztatikus a rétegek egymásrakövetkezése.

LANSON és BESSON (1992) a különböző csillámok és kevert szerkezetek bázisreflexióiból összetevődő komplex csúcs dekonvolúciójára dolgoztak ki módszert, amellyel a törmelékes csillám és a diagenetikusan képződött fázisok elkülöníthetők.

A szmektit-hányad meghatározására a már klasszikusnak számító PERRY és HOWER-, valamint ŠRODON-féle módszerek mellett TOMITA, TAKAHASHI és WATANABE (1988) is közöltek határozó görbéket.

A változások a szmektit elfogyása után az illiten belül a politípiá 1M-ből 2M<sub>1</sub>-be való átalakulását hozzák, ennek a nyomonkövetését szolgálja TETTENHORST és CORBATÓ (1993) röntgendiffrakciós módszere. REYNOLDS és THOMSON (1993) egy valószínűleg nem centroszimmetrikus politíp módosulatú illitet írt le homokkő pórusteréből, amelynek pordiffraktogramja a 3T típuséhoz hasonlít.

*Az illit/szmeiktittel párhuzamosan használható geotermométerek*

A szerves anyag átalakulását mint párhuzamosan folyó diagenetikus folyamatot már említettük.

A szeretlen ásványok közül jól használható hőfokjelzésre az opál-A → opál-CT → kvarc átalakulás is, ez utóbbi hőfoka: 75–85 °C (POLLASTRO, 1993).

Mind többen felfedezik a kloritokat is mint diagenézisjelző ásványokat. Az anchizónára ÁRKAI (1991) alkalmazta sikerrel a „klorit kristályossági fokot”. HILLIER és VELDE (1991) elektronmikroszondával kimutatta, hogy a diagenetikus kloritok összetétele törvényszerűen változik a hőmérséklettel. A kloritok geotermometriára való felhasználhatóságáról DE CARITAT et al. (1993) készítettek irodalmi áttekintést. Külön téma a kristálykémiai összetétel mellett a politípiá hőmérsékletfüggése, amely még nem ad egyértelmű összképet (WALKER, 1993).

A kloritok rokonsági körébe tartozó kevert szerkezetek közül a corrensit önálló ásványfázis mivolta mellett érvelt SHAU, PEACOR és ESSENE (1990). A corrensit/klorit szabálytalan kevert szerkezet viszont már a corrensit további diagenetikus átalakulását jelző átmeneti terméknek tekintendő (HILLIER, 1993). Ezt bizonyos fokig én is feltételeztem (VICZIÁN, 1990), de végülis a mecseki triász corrensit/klorit kevert szerkezetei esetében inkább az ülepítő közeg kémiai összetételének változása látszott valószínűbb oknak (VICZIÁN, 1993).

**A Pannon-medencebeli adatok értelmezése**

1993-ban a hőmérséklet és a szmektit-hányad összefüggését vizsgáltuk egy szlovák-magyar összehasonlítás keretében a Pannon-medence különböző részein, valamint a Bécsei-medencében (FRANCU et al., 1993). Itt azokat a közvetlen hőmérsékleti és szmektit-hányad adatokat használtuk fel, amelyek az egyes fúrásokra nézve már régebben rendelkezésre állottak (1. ábra). A Magyarországra eső részmedencékben a következő fúrásokat vettük figyelembe:

Dráva-medence:

Gyékényes-1.

Somogyudvarhely-2.

Makói-árok és DK-Alföld:

Hód-1.

Bácsalmás-1.

Domaszék-1.

Sarkadkeresztúr-ÉNy-2.

Nagykunsági-medence:

Endrőd-3.

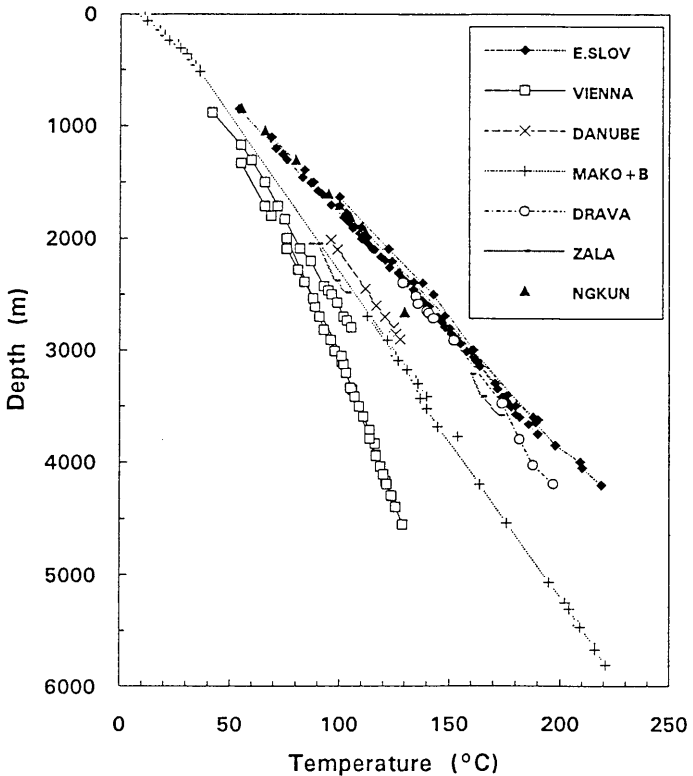
Gyoma-1.

Kunszentmárton-1.

Zalai-medence:

Csesztreg-1.

Zebecke-2.



1. ábra. A hőmérséklet változása a mélység függvényében az egyes részmedencékben.

Fig. 1. Variation of temperature versus subsurface depth in partial depressions of the Pannonian and Vienna Basins.

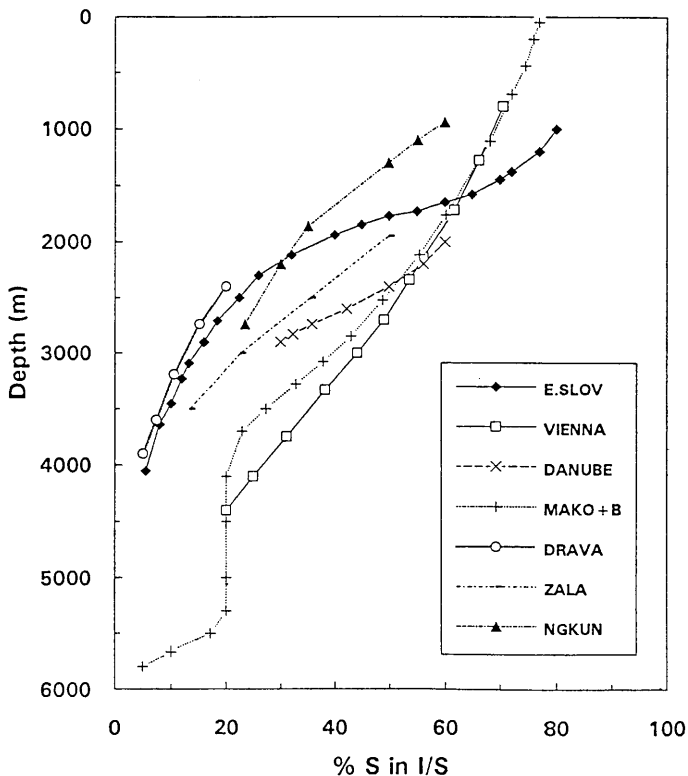
Az egyes részmedencék rövidítései: E.SLOV: Kelet-Szlovákiai-medence, VIENNA: Békési-medence, DANUBE: Kisalföld, MAKO+B: Makói-árok és Békési-medence (DK-Alföld), DRAVA: Dráva-medence, ZALA: Zalai-medence, NGKUN: Nagykunsági-medence.

Abbreviations of the subbasins: E.SLOV: East Slovakian, MAKO+B: Makó Through and Békés (S E. Great Hungarian Plain), NGKUN: Nagykunság Basin.

Az ábrákat J. Francu szerkesztette (1993).

The figures were constructed by J. Francu (1993).

A szmektit-hányad változását a mélység függvényében a 2. ábra mutatja be részmedencéknél. A görbék lefutása és az átalakulási zóna nagyon különböző mélysége megegyezik a hasonló célú megelőző kutatási eredményeinkkel (HÁMOR-VIDÓ és VICZIÁN, 1993). VELDE és VASSEUR (1992) összeállításában az átalakulás fő szakaszának mélysége a viszonylag fiatal, harmadidőszaki rétegeket harántolt texasi fúrások lefutásához hasonlít. Ezekben a geotermikus gradiens kisebb, az eltelt idő viszont nagyobb, mint a Pannon-medencében, mutatva e két fő változó, a hő és az idő ellentétes hatását.



2. ábra. A szmektit-hányad (S) változása a mélység függvényében az egyes részmedencékben.  
 Fig. 2. Variation of smectite proportion (S) versus subsurface depth in partial depressions of the Pannonian and Vienna Basins.

Ha a szmektit-hányadot nem a mélység, hanem a jelenlegi hőmérséklet függvényében ábrázoljuk, az egyes részmedencékre utaló pontok sokkal jobban tömörödnek, és bizonyos – felfelé növekvő – szórással egy egységes trendvonalal jellemezhetők (3. ábra). Érdekes, hogy a magyar adatok középső helyet foglalnak el a két szélsőségeként megjelenő Kelet-Szlovákiai-medence és a Bécsi-medence között. Kivételt képeznek az általános tendencia alól a Hód-I. fúrás nagyhőmérsékletű részéből kikerült minták (175–220 °C), ezek rendkívüli viselkedése még mindig nem tisztázott. A mintapontok tömörödése ellenére még mindig észrevehető különbségek vannak az egyes részmedencék között, elsősorban feltehetően a hőtörténet különbségei következtében.

A szmektit-hányadok (S) változását a hőmérséklet függvényében részletesebben tekintve jó egyezés látszik a POLLASTRO (1993) által összefoglalt törvényszerűségekkel, valamint több más, az irodalmi áttekintésben említett adattal:

1. Kis hőmérsékleten S szórása nagy, valószínű, hogy a kiindulási anyagban a terrigén törmelékes üledékek esetén  $S_0 = \text{kb. } 80\%$  és nem  $100\%$ .

2. A közös trendvonalat tekintve a kiindulási szmektitből az átalakulás valahol  $60\text{ °C}$  táján indul meg, és ha az  $R = 1$  típusú I/S határát  $40\%$  S-nél húzzuk meg, akkor az  $(R = 0) \rightarrow (R = 1)$  átalakulás hőmérséklete az irodalmi adatokkal összhangban  $100\text{--}110\text{ °C}$  körül van. Az  $(R = 1) \rightarrow (R = 3)$  átmenetet ŠRODON (1980) nyomán  $S = 20\%$ -nál véve ennek hőmérséklete viszonylag kicsi,  $140\text{ °C}$  körül van. A trendvonal lefutásában a törés azonban inkább lejjebb,  $160\text{--}170\text{ °C}$  körül látszik, ami már közelebb van a Pollastro által megadott  $170\text{--}180\text{ °C}$  hőmérsékletéhez.

3. A 3. ábra diagramján a Kelet-Szlovákiai-medence és a Hód-I. fúrás anyaga helyezkedik el legalul, vagyis az adott S %-ot nagyobb hőfokon éri el, mint a többi részmedence anyaga. Itt a szmektit  $\rightarrow$  I/S átalakulás  $90\text{ °C}$ -ra és az  $(R = 0) \rightarrow (R = 1)$  átalakulás  $120\text{--}130\text{ °C}$ -ra tehető, ami a rövid hőhatásnak kitett medencékre jellemző.

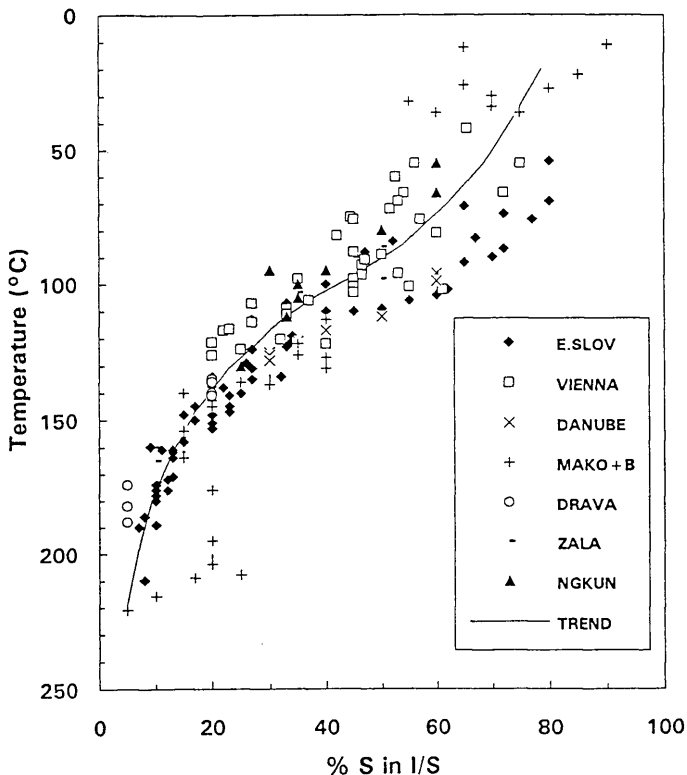
4. Ami a  $K^+$  ion hatását illeti, még nem készültek rendszeres vizsgálatok a rétegvizek kémiai összetételének hatásáról. Annyi az eddigi adatokból is látszik, hogy lefelé a Pannon-medencében is elfogy egy bizonyos mélység alatt a kálicföldpát, bizonyára a diagenetikus feloldódás következtében.

### Összefoglalás

Mind több vizsgálat igazolja, hogy a szmektit  $\rightarrow$  illit átalakulás egyes szakaszai meghatározott hőmérséklet-tartományban mennek végbe, és így a folyamat megfelelő földtani értelmezés mellett hőmérsékletjelzésre használható.

A Pannon-medence magyarországi és szlovákiai részében végzett vizsgálatok adatai jó összhangban vannak az irodalmi adatokkal, és az átalakulás tényezői közül a hő mellett a kiindulási összetétel és az idő hatását is tükrözi.





3. ábra. A szmektit-hányad (S) változása a hőmérséklet függvényében az egyes részmedencékben és a közös trendvonal.

Fig. 3. Variation of smectite proportion (S) versus temperature in partial depressions of the Pannonian and Vienna Basins.

#### Irodalom – References

AJA, S.U., ROSENBERG, P.E. (1992): The thermodynamic status of compositionally-variable clay minerals: a discussion.- *Clays Clay Min.* 40/3, 292-299.

- AKANDE, S.O., VICZIÁN, I. (1993): Studies of burial metamorphism in the Cretaceous sediments of the southern Benue Trough and Anambra Basin, Nigeria (abstract). – Annual Meeting of the Nigerian Ass. Petrol. Explorationists, 1993, Lagos.
- AKANDE, S.O., VICZIÁN, I. (1994): Illite crystallinity and smectite contents of mixed-layer illite/smectites in Upper Cretaceous shales of the Benue Trough, Nigeria. – (in prep.)
- ÁRKAI, P. (1991): Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. – *J. Metam. Geol.* 9, 723–734.
- BUATIER, M.D., PEACOR, D.R., O'NEIL, J.R. (1992): Smectite-illite transition in Barbados accretionary wedge sediments: TEM and AEM evidence for dissolution/crystallization at low temperature. – *Clays Clay Min.* 40/1, 65–80.
- BÜHMANN, C. 1992: Smectite-to-illite conversion in a geothermally and lithologically complex Permian sedimentary sequence. – *Clays Clay Min.* 40/1, 53–64.
- DE CARITAT, P., HUTCHEON, I. & WALSHE, J. L. (1993): Chlorite geothermometry: a review. – *Clays Clay Min.* 41/2, 219–239.
- DILL, H. (1989): Facies and provenance analysis of Upper Carboniferous to Lower Permian fan sequences at a convergent plate margin, using phyllosilicates, heavy minerals and rock fragments (Erbendorf Trough, F.R.G.). – *Sed. Geol.* 61, 95–110.
- EBERL, D.D. (1993): Three zones for illite formation during burial diagenesis and metamorphism. – *Clays Clay Min.* 41/1, 26–37.
- FRANCU, J., ŠUCHA, V. & VICZIÁN, I. (1993): Expandability as related to diagenesis and geothermal conditions in the West Carpathian – Pannonian region (Central Europe) (abstract). – *Geol. Soc. Am., North-Central Sect., 27th Annual Meeting, Rolla, Missouri. Abstracts with Programs* 25.3.17.
- HÁMOR-VIDÓ, M., VICZIÁN, I. (1993): Vitrinite reflectance and smectite content of mixed-layer illite/smectites in Neogene sequences of the Pannonian Basin, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* (in prep.)
- HILLIER, S. (1993): Origin, diagenesis, and mineralogy of chlorite minerals in Devonian lacustrine mudrocks, Orcadian Basin, Scotland. – *Clays Clay Min.* 41/2, 240–259.
- HILLIER, S., CLAYTON, T. (1989): Illite/smectite diagenesis in Devonian lacustrine mudrocks from northern Scotland and its relationship to organic maturity indicators. – *Clay Min.* 24, 181–196.
- HILLIER, S., VELDE, B. (1991): Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. – *Clay Min.* 26, 149–168.
- HOFFMAN, J., HOWER, J. (1979): Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U. S. A. *In* SCHOLLE, P. A., SCHLUGER, P. R. (ed.): *Aspects of Diagenesis. SEPM Spec. Publ.* 26, 55–79.
- HUANG, Wuu-Liang, LONGO, J. M. & PEVEAR, D. R. (1993): An experimentally derived kinetic model for smectite-to-illite conversion and its use as a geothermometer. – *Clays Clay Min.* 41/2, 162–177.
- LANSON, B., BESSON, G. (1992): Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: decomposition of X-ray patterns. – *Clays Clay Min.* 40/1, 40–52.
- MÁTYÁS J. (1994): Néhány hazai pannon/pontusi formációknál diagenéziséről. Előadás, MOL Rt., Budapest, 1994. jan. 6. (Lecture, in Hungarian)
- NEDUMOV, R. I. (1993): Problemü litologii, geohimii i paleogeografii kajnozoijszkih otlozsenij Predkavkaz'ja. Szobscsenie 1. O szvjazi uszlovij formirovanija sz litologiej i geohimiej majkopszkih otlozsenij. – *Litol. i polezn. iszkozp.* 6, 36–54.
- POLLASTRO, R. M. (1993): Considerations and applications of the illite/ smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. – *Clays Clay Min.* 41/2, 119–133.

- PYTTE, A. M., REYNOLOS, R. C. (1989): The thermal transformation of smectite to illite. In NAESER, N., MCCULLOH, T. H. (ed.): *Thermal History of Sedimentary Basins*. Springer, New York, 133-140.
- RANSOM, B., HELQESON, H. C. (1993): Compositional end members and thermodynamic components of illite and dioctahedral aluminous smectite solid solutions. - *Clays Clay Min.* 41/5, 537-550.
- REYNOLDS, R. C. Jr. (1992): X-ray diffraction studies of illite/smectite from rocks, <1  $\mu\text{m}$  randomly oriented powders, and <1  $\mu\text{m}$  oriented powder aggregates: the absence of laboratory-induced artifacts. - *Clays Clay Min.* 40/4, 387-396.
- REYNOLDS, R. C. Jr., THOMSON, C. H. (1993): Illite from the Potsdam Sandstone of New York: a probable noncentrosymmetric mica structure. - *Clays Clay Min.* 41/1, 66-72.
- SCHEGG, R. (1992): Coalification, shale diagenesis and thermal modelling in the Alpine Foreland basin: the Western Molasse basin (Switzerland/ France). - *Org. Geochem.* 18/3, 289-300.
- SHAU, Y.-H., PEACOR, D. R. & ESSENE, E. J. (1990) Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalt from northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA, XRD, and optical studies. - *Contr. Min. Petr.* 105, 123-142.
- ŠRODON, J. (1980): Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. - *Clays Clay Min.* 28/6, 401-411.
- ŠUCHA, V., ELSASS, F. & VASS, D. (1993): Diagenetic illitization of smectite from the shales of the Danube basin. - *Acta Geol. Hung.* (in prep.)
- ŠUCHA, V., KRAUS, I., GERTHOFFEROVÁ, H., PETEŠ, J. & SEREKOVÁ, M. (1993): Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovak Basin. - *Clay Min.* 28, 243-253.
- ŠUCHA, V., KRAUS, I., PETEŠ, J. & FRANCU, J. (1991): Diagenesis of two smectite types in the East Slovakian Basin. - *Proc. 7th Euroclay Conf.*, Dresden, 1991, 1025.
- TETTENHORST, R. T., CORBATÓ, C. E. (1993): Quantitative analysis of mixtures of 1M and 2M<sub>1</sub> dioctahedral micas by X-ray diffraction. - *Clays Clay Min.* 41/1, 45-55.
- TODOROV, I., SCHEGG, R. & WILDI, W. (1993) Thermal maturity and modelling of Mesozoic and Cenozoic sediments in the south of the Rhine Graben and the Eastern Jura (Switzerland). - *Ecl. Geol. Helv.* 86/3, 667-692.
- TOMITA, K., TAKAHASHI, H. & WATANABE, T. (1988): Quantification curves for mica/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. - *Clays Clay Min.* 36, 258-262.
- VELDE, B., LANSON, B. (1993): Comparison of I/S transformation and maturity of organic matter at elevated temperatures. - *Clays Clay Min.* 41/2, 178-183.
- VELDE, B., VASSEUR, G (1992): Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. - *Am. Min.* 77, 967-976.
- VICZIÁN, I. (1985): Diagenetic transformation of mixed-layer illite/smectites in deep zones of the Pannonian Basin (Hungary). - 5th Meeting of the European Clay Groups, Prague, 1983, 135-140.
- VICZIÁN, I. (1990): Transformation of corrensite in deep zones of diagenesis, Mecsek Mts., S. Hungary. - "Phyllosilicates as indicators of very low grade metamorphism and diagenesis", Conference in Manchester, 1990. Abstracts.
- VICZIÁN, I. (1993): Clay mineralogy of Middle Triassic evaporitic and carbonate rocks, Mecsek Mts. (S. Hungary). - 11th Conf. Clay Min. Petr., Č. Budejovice, 1990, 135-144. (Ed. by KONTA, J.). Univ. Karlova, Praha.
- WALKER, J. R. (1993): Chlorite polytype geothermometry. - *Clays Clay Min.* 41/2, 260-267.



## Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján

Neotectonic models of SW-Hungary  
based on the Hungarian geological literature;  
a review

GERNER Péter<sup>1</sup>

(4 ábrával)

### Abstract

The ideas about the neotectonic behaviour of SW-Hungary can be divided into three groups. Based on the published papers in the Hungarian geological literature, the main features of the models, the geological data used in these theories and some discrepancies in and between the models are reviewed.

Model 1. *Extensional fractures*. In this model the neotectonics of the studied area is characterised by normal faulting, vertical displacement and tilting. Most of the transverse and longitudinal valleys are considered as surface manifestations of basement faults in the Lower and Upper Pleistocene, respectively. This theory is in good agreement with the geomorphologic data of SW-Hungary, however there is still no geological evidence for faulting along the valleys.

Model 2. *Folding*. It describes the tectonics of the Neogene and Quaternary sediments by folds with axes oriented in E-W direction. The theory of uniform folding is hardly accepted in the Hungarian literature due to the small dips of the sedimentary layers, which are very difficult to measure exactly. At some places the existence of the folds is doubtless, but these are regarded as a result of different amount of compaction above the basement slopes. Nevertheless, in a few cases the folds are situated above deep basins, where the compaction cannot produce surface highs.

Model 3. *Thrusting*. The most accepted model treats the structures of SW-Hungary as thrusts resulted of NW-SE compression. It is supposed that asymmetric wedges were pushed along strike-slip faults and low angle thrust-faults, by which the observed structures can be explained. The drawback of this theory is that in some cases the same structure could be interpreted without compressional forces as well. The geological sections which were used to prove the existence of thrust faults, could also have different explanations.

A conclusion of this review is that none of the models is based on unquestionable data base, and therefore the statements of the models cannot be refused or proved. Therefore the lack of data allows many contrasting interpretations.

<sup>1</sup>ELTE Geofizikai Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

## Összefoglalás

A magyar földtani szakirodalomban a Dél-Dunántúl neotektonikájával foglalkozó cikkek három különböző szerkezeti modell köré csoportosítva e cikk összefoglalja a modellek fő ismérveit, a felhasznált adatokat, az irodalomban fellelhető illetve a jelenlegi ismeretek alapján megfogalmazható ellentmondásokat.

1. modell. A terület fiatal tektonikáját jellemzően normálvetőkkel, vertikális elmozdulásokkal és táblás billenésekkel leíró modell a dunántúli kereszt- és hosszanti völgyek tektonikus eredetére épül, amelyet az aljzat töréses jellegéből származtat. A keresztvölgyek kialakulását az alsó-, a hosszanti völgyekét a Balaton keletkezésével együtt a felsőpleisztocénba helyezi. E megközelítés jól összhangban van a felszín morfológiai jellemzőivel, azonban a völgyek tektonikai meghatározottságára nincs megfelelő földtani bizonyítéka.

2. modell. A Dunántúli neotektonikáját K-Ny-i redőkkel és szinklinálisokkal leíró gyűrődéses felfogás a legkevésbé elfogadott a szakirodalomban. A modell által gyűrődésekként leírt szerkezeteket mások leginkább települt boltozatként vagy az aljzat rögeinek vertikális mozgása során létrejött szerkezetnek tekintik, azonban néhány esetben ez a magyarázat nem állja meg a helyét.

3. modell. A legkevésbé ellenvéleményt kiváltó harmadik modell a neotektonikai jelenségeket pikkelyeződésekként, egy DK-ÉNy-i kompresszió eredményeként fogja fel. E hatásra lapos feltolódási síkok és oldaleltolódások mentén kitolódó aszimmetrikus ékek létrejöttével számol, amely segítségével a Dél-Dunántúl fiatal feltolódásait és kompressziós szerkezetét értelmezni tudja. E modell hátránya, hogy több esetben ugyanaz a jelenség nemcsak horizontális kompressziós hatással magyarázható, hanem anélkül is megérthető, illetve hogy néhány helyen olyan szerkesztett földtani szelvényeken alapul, amelyek másképpen is értelmezhetők.

Key words: neotectonics, Transdanubia, Hungary, Pannonian basin

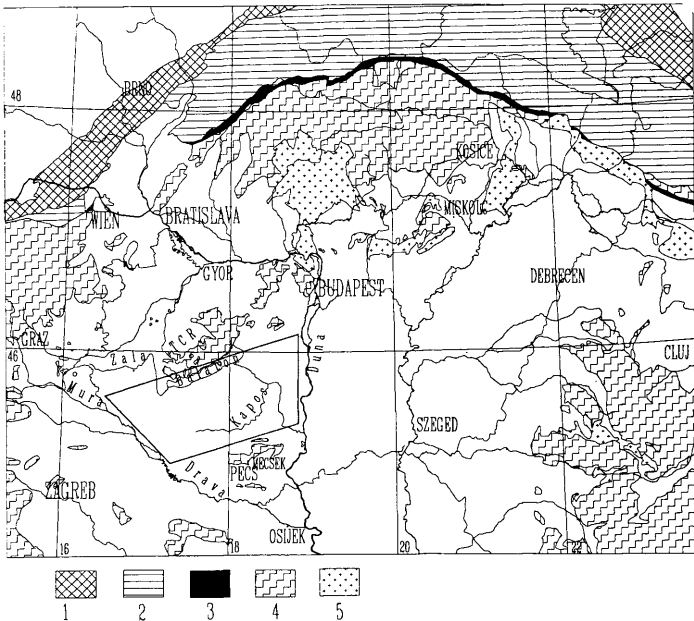
## Bevezetés

A Dél-Dunántúl területéről a század elejétől kezdve vannak különböző ismeretanyagra alapozott és különböző szemlélettel készült szerkezetföldtani modellek, amelyek a terület neotektonikai fejlődéstörténetével is foglalkoznak. Ennek a munkának a célja az irodalomban fellelhető cikkek alapján a modellek neotektonikai részének kritikai áttekintése és összefoglalása, illetve a jelenleg rendelkezésre álló adatokkal való összevetése.

Neotektonika alatt a jelenleg zajló tektonikai folyamatokat értem, függetlenül attól, hogy azok mikor kezdődtek el és jelenleg milyen intenzitásúak (HORVÁTH és GERNER, 1993). A Dél-Dunántúlon a földtani és geofizikai módszerekkel nyomozható utolsó jelentős tektonikai változás a neogén-negyedkor határára történt. Míg a pannóniaiban és a pliocénben általános süllyedés ment végbe, a negyedkorban csak vékony üledék rakódott le, helyenként jelentős kiemelkedéssel és erózióval. Ennél későbbi tektonikai változásra földtani bizonyítékok – jelenlegi ismereteink szerint – nincsenek, így a Dél-Dunántúli neotektonikai elemzése során a negyedkorban végbement szerkezetföldtani folyamatokat és az ezeket leíró modelleket vizsgálom.

A Dél-Dunántúli jelenleg 200–300 méter tengerszint feletti magasságú dombtság, amelyet hosszú, párhuzamos völgyek tagolnak nyugaton É-D-i, kelet felé É-ÉNy-DDK-i, majd ÉNy-DK-i irányban. A továbbiakban ERDÉLYI (1961) definíciója alapján kereszt- vagy harántvölgyek alatt a Zalától a Dunáig húzódó, nyugaton É-D-i, kelet felé

előbb ÉÉNy-DDK-i majd ÉNy-DK-i irányú völgyeket (BULLA, 1964: „meridionális völgyek”), míg hosszanti völgyek alatt a Középhegység csapásával nagyjából párhuzamos somogyi völgyeket értem. A területet észak és északnyugat felől a Dunántúli-középhegység 500–600 méterre kiemelkedő, mezozoos karbonátokból álló hegyvonulata; keleten a Duna ártere és medre; délkeleten a 600–700 méter magas Mecsek-hegység perm-jura korú üledékei határolják (1. ábra). Délnyugat felé a morfológiai határt a Dráva és Mura folyók jelzik. A dombság felszínén 5–30 méter vastag felsőpleisztocén lösz és a völgyekben holocén ártéri üledék települ. Ezalatt jelentős, helyenként akár 2000–3000 méter vastagságot is elérő pannóniai agyagmárga és homokos üledék található, amely diskordanciával erősen tagolt neogén, mezozoos és paleozoos kőzetekből álló aljzatra települ.



1. ábra. A vizsgált terület (bekeretezett rész) helyzete a Pannon-medencében. 1: molassz; 2: flis; 3: szirtöv; 4: Belső-Kárpátok és Alpok; 5: vulkanitok. TCR: Dunántúli-Középhegység.

Fig. 1. Situation of the studied area in the Pannonian basin. 1: molass; 2: flysch; 3: Pieniny Klippen Belt; 4: Inner Carpathians and Alps; 5: volcanites. TCR: Transdanubian Central Range.

A terület – földtani felépítéséből következően – már a század elején kedvező lehetőséget nyújtott a pusztán terepi észlelésen alapuló, fúrásos és geofizikai adatokat nélkülöző kutatáshoz. Így a szerkezetföldtant is részleteiben tárgyaló első munkák a század tízes évéből ismeretesek (LÓCZY 1913, CHOLNOKY 1918). A kutatáshoz további lendületet a húszas-harmincas években beinduló kőolajkutatás adott (PÁVAI VAJNA 1917, 1926, 1931), amelynek során a terepi adatok mellett már fúrásos (PAPP 1939) és geofizikai adatokat is felhasználtak (VAJK 1943). A terület morfológiai leírása a Balaton és a Zala környékén a harmincas években indult (KÉZ 1931, BULLA 1943), és napjainkig tart (MAROSI & SZILÁRD 1958, 1974, 1981; MAROSI 1968, 1969, 1970; SZILÁRD 1967). A Balaton kialakulása és fejlődése szorosan kapcsolódik a Dél-Dunántúl negyedkori földtörténetéhez, a tó környéki kutatások a régészettől (SÁGI 1971) a geodéziai szintezésig (BENDEFY 1964) további adatokkal járultak hozzá terület megismeréséhez.

### Neotektonikai modellek

A Dél-Dunántúl neotektonikáját leíró modelleket jellegüket tekintve három fő csoportba lehet osztani, azonban köztük a határ nem mindig húzható meg élesen. Ebben a fejezetben a három modell kialakulását és főbb ismérveit foglalom össze.

#### *1. modell: töréses szerkezetalakulás*

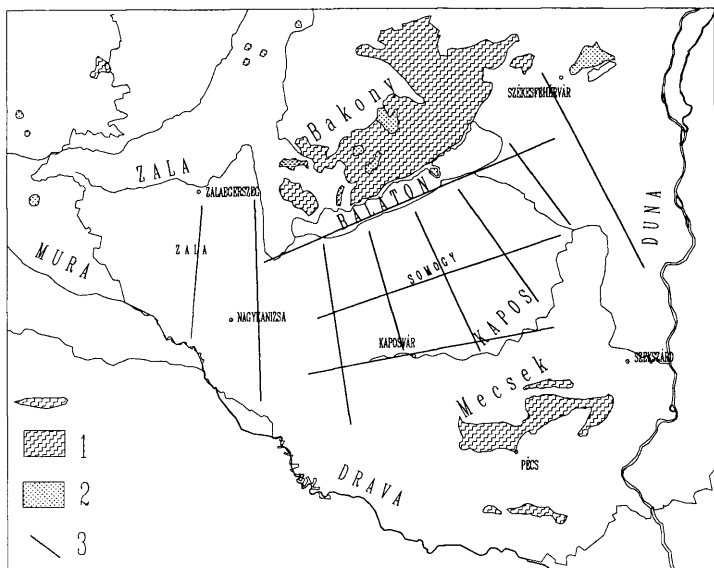
A század elejétől napjainkig találhatók a földtani szakirodalomban olyan munkák, amelyek a Dél-Dunántúl neogén-negyedkori szerkezeti folyamatait törésekkel, ezen belül is leginkább normálvetőkkel, illetve több tíz négyzetkilométer területű táblák billenésével és vertikális elmozdulásával írták le. Tektonikai elemzésüket általában az azonos korú képződmények eltérő tengerszint feletti magasságában mutatkozó különbségekre, a terület morfológiai jellegzetességeire, terepi szerkezeti megfigyelésekre (vetők és dőlésadatok), illetve fúrások és szerkesztett szelvények ismeretanyagára alapozták.

E modell alapvonásait a század elején LÓCZY (1913) írta le, és a Dél-Dunántúl földtani felépítését és szerkezetét ismertető első munkák is ebben a szemléletben készültek (CHOLNOKY 1918, LÓCZY 1918, ifj. LÓCZY 1926). A fenti adatok alapján LÓCZY (1913) azt állapította meg, hogy a pannóniai és pleisztocén üledékek uralkodóan vízszintes településűek, de a csökkenő intenzitású tektonikai folyamatok hatása észrevehető bennük. Az azonos korú üledékek helyenként eltérő tengerszint feletti magasságú helyzetéből és a somogyi völgyek felismert sugaras szerkezetéből a Középhegységre merőlegesen végbement árkos süllyedésre és táblás leszakadásra következtetett. Ennek korát pontosabb meghatározás nélkül a pannóniai és a pleisztocén közé helyezte, és egyidősnek vélte a Balaton-felvidéki bazalt-vulkanizmussal. Ehhez a folyamathoz kötötte a Balaton kialakulását is. A zala-somogyi keresztvölgyeket előbb az árkos süllyedés következményének (LÓCZY 1913), majd egy későbbi munkájában (LÓCZY 1918) általában csak tektonikus vonalnak írta le (2. ábra).

A keresztvölgyek eredetét az 1906-os San Francisco-i földrengésnél észlelt horizontális elmozdulásokból merített analógia alapján CHOLNOKY (1918) oldaleltolódásokkal magyarázta. Véleménye szerint a keresztvölgyek tektonikus eredetűek, méghozzá az oldaleltolódások által fellazított üledékekben létrejött szélbarázdák.



Rámutatott, hogy LÓCZY (1913) véleményével szemben a völgyek mentén nagyobb vertikális vetődések nem lehetnek, és a folyóvízi eróziós eredetet is kizárta a jelenkori vízfolyások kis mérete alapján. A Somogyi-dombság területén a Kapos, a Koppány és a Jaba folyók hosszanti völgyei mentén viszont normálvetőket tételezett fel, amelyek mentén a pannóniai üledékből álló rétegek déli dőléssel kibillentek. A Balaton kialakulását NyDNY-KÉK-i csapású törések mentén bekövetkezett, aszimmetrikus süllyedésnek tulajdonította, amelyet a Kapos-völgy szerkezetével vélt hasonlónak. Ifj. LÓCZY (1926) már PÁVAI VAINA felfogásával (lásd 2. modell) vitatkozva fejtette ki, hogy a Dunántúli szerkezetét elsősorban törések alakították ki, amelyek a földrengések alapján a jelenkorban is aktívak lehetnek. Szerinte a somogyi töréses szerkezet az aljzat töréses jellegének megnyilvánulása. Gyűrődést csak vastag neogén üledékben, a horvátországi redők folytatásában tartott elképzelhetőnek.



2. ábra. Az 1. modell által feltételezett normálvetők iránya. A jelölt szerkezetek helyzete csak tájékoztató jellegű. 1: Belső-Kárpátok és Alpok; 2: vulkanitok; 3: normálvető.

Fig. 2. Direction of normal faults proposed in the 1. model. The signs do not indicate the true location of the faults. 1: Inner Carpathians and Alps; 2: volcanites; 3: normal fault.

A Dél-Dunántúlon az ötvenes években végzett térképezés során újból LÓCZY modelljéhez tértek vissza (MIHÁLTZ 1953), azonban a további munkák néhány ponton jelentős módosításokat jelentettek az eredeti felfogáshoz képest. Ennek fő oka az volt, hogy a pleisztocén részletesebb kronológiai tagolásával lehetőség nyílt a szerkezetföldtani és morfológiai folyamatok korának pontosabb meghatározására, illetve hogy a pleisztocén periglaciális jelenségek és a folyóvízi tevékenység előtérbe helyezésével a keresztirányú völgyek genetikája került új megvilágításba.

SÜMEGHY (1953, 1954) a pleisztocén elejére, a bazalt-vulkanizmus kezdetére helyezte a keresztvölgyek irányát meghatározó törések kialakulását, amelyek mentén folyók vágódtak be. Ezek alakították ki a völgyeket, bennük pleisztocén folyóvízi üledéket halmoztak fel. Ilyen eredetű pleisztocén üledéket valószínűsített SÜMEGHY (1953) a völgyek csapásában a Balaton medencéje alatt is, a tó kialakulását a holocén elejére helyezve. A Kapos völgyében végzett geomorfológiai vizsgálatok során SZABÓ P. (1957) a völgy korát a pleisztocén és a holocén közé sorolta be, mivel észlelései szerint a táblás billenések érintették a felsőpleisztocén löszt is.

A somogyi dombvidék morfológiai tanulmányozása alapján MAROSI & SZILÁRD (1958) az alsópleisztocénbe helyezte a keresztvölgyek kialakulását, amelyeket szerkezeti irányokat követő folyók hoztak létre (2. ábra). A hosszanti völgyeket (Kapos, Koppány, Jaba) a Balaton árkával együtt felsőpleisztocén szerkezeti mozgásokkal magyarázták, amelyekkel együtt déli dőléssel táblás billenéseket is feltételeztek. A Balaton kialakulását térben és időben szakaszos süllyedés eredményének tulajdonították. Modelljük szerint (MAROSI & SZILÁRD 1981) az első elősüllyedések a keresztirányú völgyek csapásában ÉÉNy-DDK-i törések között a középsőpleisztocén végén kezdtek kialakulni, amelyekben kezdetben durvább üledékek halmozódtak fel. A felsőpleisztocénben a hosszanti völgyek csapását követő vetősíkok mentén jelentek meg az első résztavak, a würmben a mai helyzetnél magasabban jött létre az egységes vízfelület. A holocén legelején végbement KÉK-NyDNY-i törések közti árkos besüllyedésnek tulajdonították a mai tó medrének és vízszintjének kialakulását. További munkáik (SZILÁRD 1967, MAROSI 1968, 1969, 1970; MAROSI & SZILÁRD 1974), illetve ÁDÁM (1964, 1969), BULLA (1964) és PÉCSI (1969, 1986) cikkei ezen modell mellett számos bizonyítékot felsorolva szintén ebben a szemlélet jegyében készültek.

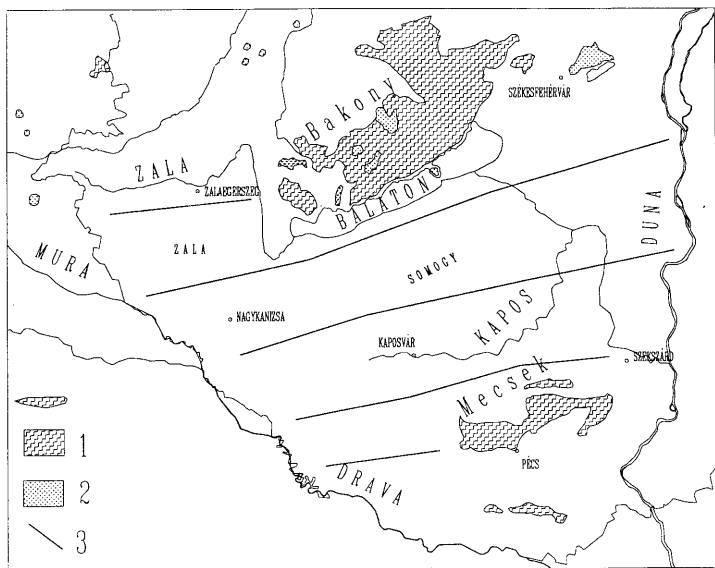
A keresztirányú völgyek tektonikai eredete mellett foglalt állást CSERNY & CORRADA (1990) a Balaton üledékeiről készített térkép tektonikai értelmezése során. A szeizmoakusztikus mérések alapján megszerkesztett É-D-i és ÉÉNy-DDK-i töréseket oldalelmozdulásoknak tartották, amelyek néhány esetben a part keresztirányú völgyei felé futnak ki. SÍKHEGYI (1985) és BREZSNYÁNSZKY & SÍKHEGYI (1987) úrfelvételek lineamentumainak elemzése során szintén a keresztirányú völgyek tektonikai eredete, illetve a hosszanti völgyek mentén történt táblás kibillenések mellett foglaltak állást, nem zárták ki azonban a hosszanti völgyek mentén fellépő térrövidülés lehetőségét sem.

## 2. modell: gyűrődéses tektonika

A negyedkori töréses szerkezetalakulással szemben a gyűrődéses tektonika elméletének hívei a Dél-Dunántúlon az üledékes rétegek és az alaphegység folytonos gyűrődésének tulajdonítanak elsődleges szerepet. Ezen elmélet megalapozójának PÁVAI VAJNA (1917, 1926, 1931, 1943) tekinthető, aki modelljét terepi dőlésmérések adataira,

a Kárpáti-Alpi-Dinári rendszer gyűrődéseinek analógiájára, a vízfolyások bevágódó és feltöltő jellegének változásaira és az üledékek sztratigráfiájára alapozta.

Ezen adatok alapján arra a következtetésre jutott, hogy a földkéreg tektonikus mozgásai ma is változatlan intenzitással folynak, és ezek nyomai – gyűrődések formájában – megtalálhatók a fiatal üledékekben is, azokon mérhető elváltozásokat okozva. A Dél-Dunántúlon munkatársaival több ezer dőlésadatra alapozva pannóniai és pleisztocén üledékekben K-Ny-i irányú tengelyekkel redőket, antiklinálisokat és boltozatokat (brachyantiklinális) térképezett ki, általában néhány fokal dőlésszög alapján (3. ábra). Értelmezése alapján a redők az egész Dunántúlon keresztül követhetők, még a pleisztocén üledékekben is mérhető nyomot hagyva (PÁVAI VAJNA 1943).



3. ábra. A 2. modell által feltételezett redőtengelyek csapása. A jelölt szerkezetek helyzete csak tájékoztató jellegű. 1: Belső-Kárpátok és Alpok; 2: vulkanitok; 3: redőtengely.

Fig. 3. Direction of fold axes proposed in the 2. model. The signs do not indicate the true location of the folds. 1: Inner Carpathians and Alps; 2: volcanites; 3: fold axis.

A gyűrődések kiváltó okaként a Dunántúlon a Mecsek és a Középhegység paleozoós kristályos rögeinek lesüllyedése által a környező mezozoós és neogén rétegekre gyakorolt nyomóhatást jelölte meg (PÁVAI VAJNA 1931). E folyamat során a süllyedékek felé irányuló takarós áttolódásokat is leírt, amely a pikkelyeződéses elmélet (lásd 3.

modell) fontos részévé vált. Az észlelt töréseket a fenti mozgásokhoz kapcsolódó másodlagos jelenségként, azok záró fázisaként jelölte meg. A redőket a miocén középtől napjainkig tartó időszak folyamatos szerkezeti mozgásaival hozta kapcsolatba.

A harmincas évektől újramezdődő kőolajkutatás során már szeizmikus és gravitációs méréseket is alkalmaztak. Ennek alapján PAPP (1939) azt állapította meg, hogy a geofizikai mérések alapján Zalában kimutatott redők csapása megegyezik a PÁVAI VAJNA által kimutatott redők irányával, azonban a redőtengelyek helye nem esik egybe. STRAUZ (1943) ugyanazon a területen végzett földtani térképezés során arra a következtetésre jutott, hogy az alsópleisztocén kavicsok lerakódása alatt a gyűrődés még folyamatban volt, a kavicsok szinklinálisokban rakódtak le. A később bekövetkező erózió az antiklinálisokban a puha pannóniai homokos rétegeket lepusztította, ezért jelenleg a redőtengelyek a völgyekben találhatóak és nem a dombhátakon, ahogy PÁVAI VAJNA feltételezte.

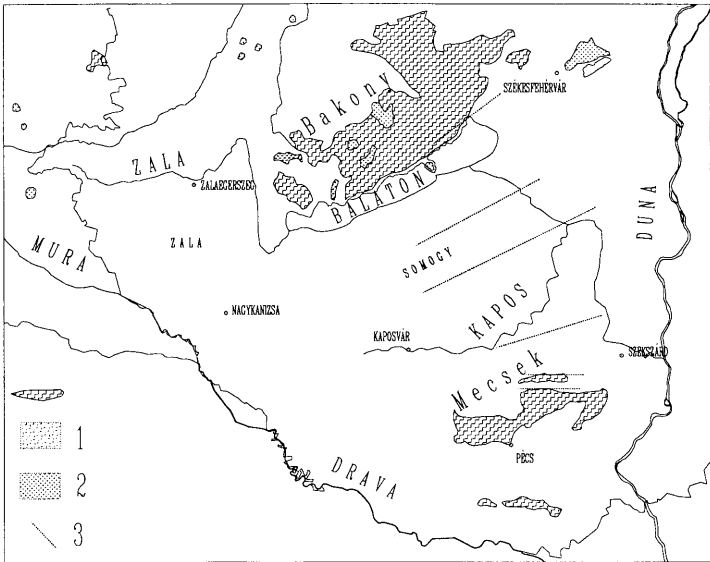
Vízutató fúrások és víztermelő kutak rétegsorainak szisztematikus feldolgozása és korrelációja során URBANCSEK (1963, 1977) számos szelvényt szerkesztett, amelyeken szintén tükröződik a negyedkori rétegek gyűrődése, sőt az a legtöbb helyen a felszín domborzatával is kapcsolatot mutat. MIKE (1980) a Balaton környékén számos helyen a felszíni rétegek dőlésadatait gyűjtötte össze, amelyre alapozva a pannóniai rétegek redőzöttségét állapította meg, ugyanekkor ezeket a töréses szerkezetalakulás mellett csak másodlagos fontosságúnak tartotta. Három redőpáasztát írt le a Balatontól délre, amelyek a tó nyugati végénél leggyözezőszerűen szétnyílnak NyÉNy-KDK, Ny-K, NyDNy-KÉK irányban. Egy, a Délnyugat-Dunántúlon készült É-D-i irányú szeizmikus szelvény értelmezése alapján HORVÁTH & RUMPLER (1984) olyan boltozatot írt le, amely nem egy aljzatbeli kiemelkedés felett települ, hanem miocén utáni K-Ny-i csapású gyűrődésre utal. E boltozat tengelye felett a felszíni domborzat is kiemelkedik, ami szintén megerősíti a jelenség fiatal korát.

### 3. modell: pikkelyeződések

Az ötvenes évektől kezdve alakult ki a Dél-Dunántúl szerkezetét leíró harmadik modell, amely a terület szerkezetföldtani felépítését egy DK-ÉNy-i irányú horizontális erő feltételezésével magyarázza. Ezen elmélet nagyobb részt fúrási adatokra, földtani szelvényekre, terepi megfigyelésekre és mechanikai modellek analógiájára alapozták.

SCHMIDT E. (1951, 1952, 1957) szerint a Cseh-masszívum és Dobruzsza felől ható ellentétes irányú, de nem egy egyenesbe eső erő következtében a hegységek rögei egymás mellett elforogtak és szétteredeztek. A Dunántúli-középhegység mezozoos rögeire ható DK-i irányú aktív erő következtében azok délkeleti peremeikkel feltolódtak a szomszédos rögre (4. ábra), eközben belső deformációkat szenvedtek és eltorzultak. A folyamat során létrejött kiemelkedéssel és a kiemelt rögök között kialakult süllyedékekkel magyarázta a dunántúli terciér medencék kialakulását, illetve a folyóteraszok kiemelt helyzetét is. EGYED (1954) véleménye szerint hasonló irányú feszültség hatására létrejött Mohr-töréssíkok mentén alakult ki a magyarországi folyórendszer is. A Középhegység délkeleti peremén lévő litéri feltolódás eredetét KÓKAY (1956) DK-i irányú kompressziós erőhatásra vezette vissza, amelynek során aszimmetrikus ékek tolódtak ki lapos feltolódási síkok és horizontális eltolódások

mentén. A mozgások ezen a területen több lépcsőben, a krétától a pannóniai végéig történhettek.



4. ábra. A 3. modell által feltételezett feltolódások iránya. A jelölt szerkezetek helyzete csak tájékoztató jellegű. 1: Belső-Kárpátok és Alpok; 2: vulkanitok; 3: feltolódás.

Fig. 4. Direction of thrust faults proposed in the 3. model. The signs do not indicate the true location of the faults. 1: Inner Carpathians and Alps; 2: volcanites; 3: thrust fault.

Ezen elméletet terjesztette ki ERDÉLYI (1961, 1962) fúrású rétegsorok elemzése alapján a Somogyi-dombság területére és a negyedkori üledékekre is. Megfigyelése szerint a Balaton-felvidéki feltolódások csapása párhuzamos a somogyi hosszanti völgyekkel. Ez utóbbiak nem egyenes vonalak, hanem ívtek, továbbá a völgyek déli peremén a felsőpannóniai üledékek magasan a völgytalp felett vannak, ellenben az északi oldalon néhányszor tíz méterrel a felszín alatt található. Terepi mérései szerint ez a szintkülönbség térrövidüléssel szerkezetekkel járt együtt. Ez alapján jutott ERDÉLYI (1961) arra a következtetésre, hogy a DK-i dőlésű táblák északi szélükkel rátolódtak a szomszédos táblára. A Balaton-felvidéki rátolódások ezzel ellentétes irányú dőlését úgy értelmezte, hogy azok egy, a Balaton tengelyével párhuzamos antiklinális északi, míg a somogyi táblák a déli peremén helyezkednek el. Ennek az ÉK-DNY-i tengelyű antiklinálisnak a kialakulását délkelet felől jövő nyomással magyarázta, amely hatására

a redő szárnyai a mag felé toldódtak. A terület törésvonalait is a fenti jelenséghez kapcsolta úgy, hogy azok a térrövidülés során a redő tengelyével párhuzamosan és merőlegesen keletkeztek, az aljzat töréses szerkezetének hatására. Az aljzatban ék alakú rögöket tételezett fel, amelyek É-D-i és ÉÉNy-DDK-i csapású törésekkel határoltak. ERDÉLYI (1962) szerint e törésvonalak követhetők a negyedkori üledékekben is, ezek mentén jöttek létre a jelenkori vízhálózat fő irányai. A keresztirányú völgyeket e törések mentén lépcsős vetődéssel kialakult árkoknak, a hátakat sasbércekenek írta le, amelyek a felsőpleisztocénben a hosszanti völgyek előtt alakultak ki.

BENEFY (1964) a geodéziai szintezési pontok elmozdulásait tektonikai okokra, mégpedig ismétlődő DK-i nyomásra vezette vissza. Erős kompresszív hatást feltételező pikkelyeződéseket írt le WEIN (1967) a Mecsek-hegység északi pereméről, amelyek a szarmatában, a pannóniaiban és a negyedkorban is aktívák voltak (4. ábra). ÉÉNy felé irányuló feltolódási felületeket tételezett fel NÉMEDI VARGA (1977) Dombóvár környékén a Kapos völgyében, mélyfúrás adatokra támaszkodó szelvények alapján. E tektonikai vonal keleti és nyugati irányú kiterjesztésével definiálta a Kapos-vonalat, amelyre merőlegesen néhány száz méter térrövidülést, csapásában pedig 5–10 kilométeres eltoldódást valószínűsített. Későbbi munkáiban (NÉMEDI VARGA 1983, 1986) aszimmetrikus ékszerkezeteket írt le a Mecsek környékéről, majd DK felé irányuló feltolódást Tengelic környékéről.

### Viták és ellenvélemények a szakirodalomban

A fentebb leírt modellekkel kapcsolatban számos ellenérv és cáfolat is megtalálható a szakirodalomban. Ezek alapján világos, hogy egyik modell sem írja le maradéktalanul a Dél-Dunántúli neotektonikáját, illetve hogy számos fontos bizonyíték hiányos vagy nem ismeretes. Néhány esetben szükségesnek látszik a modellekből következő egyes földtani jelenségek összevetése is a jelenlegi ismereteinkkel. Nyilvánvaló azonban az is, hogy ezek a neotektonikai modellek nem állnak szöges ellentétben egymással, amit néhány közös elem is bizonyít. E fejezetben a három modell ellenében kifejtett ellenvéleményeket foglalom össze.

A Dél-Dunántúli uralkodóan töréses szerkezetalakulását hangsúlyozó modellel (lásd 1. modellt) szemben a húszas évektől kezdve fogalmazódtak meg ellenvélemények (MAROS 1925, PÁVAI VAJNA 1926, 1931), a keresztvölgyek kizárólag deflációs eredetű és/vagy a terület gyűrődéses jellegét hangsúlyozva. PÁVAI rámutatott, hogy a keresztirányú völgyek töréses jellege csak feltételezés, alátámasztására nincs földtani bizonyíték. VAJK (1943) geofizikai adatok alapján szintén megkérdőjelezte a völgyek tektonikai eredetét, mivel a szeizmikus és gravitációs mérések alapján szerkesztett törésvonalak a legtöbb esetben keresztelték a völgyek irányait. Részletes földtani térképezés és szerkezetföldtani adatgyűjtés után STRAUSZ (1942) szintén kétségbe vonta a keresztvölgyek tektonikai eredetét, viszont a hosszanti völgyek esetében azt lehetségesnek tartotta. A Paks környéki geológiai és geofizikai kutatások alapján világossá vált, hogy a keresztirányú völgyek tektonikai eredetére továbbra sincs meggyőző földtani bizonyíték (BALLA et al. 1993).

A három modell közül a legnagyobb vitát és ellenkezést a PÁVAI VAJNA-féle gyűrődéses felfogás (lásd 2. modellt) váltotta ki. Kezdetben a legnagyobb probléma az volt, hogy a mérési adatok és eredmények nem voltak publikálhatók, mivel azok kölaj-

kutatási célokat szolgálták. Ifj. LÓCZY (1926) rámutatott, hogy nem ismeretes a redők csapása és kiterjedése, így az elméletet nem tekintette igazoltnak. A terület uralkodóan töréses tektonikájának hangsúlyozása mellett nem zárta ki a neogén antiklinálisok létezését, de azokat nem tartotta egy gyűrődéses szerkezetalakulás eredményének. Újabb geológiai és geofizikai adatok alapján a rétegdőlés-mérést, mint a redők kijelölésére alkalmas módszert kérdőjelezte meg PAPP (1939). Szerinte ez a módszer hamis képet nyújt, mivel számos helyen a boltozatokat különböző korú üledékekben mért dölések alapján szerkesztették meg, illetve STRAUZ (1942) dőlésadatai szerint a területen vízszintes vagy 1–2 fokos dőlésű üledékek csak néhány helyen sejtetik a földtani szerkezetet. VAJK (1943) a szeizmikus adatokból számított döléseket úgy értelmezte, hogy azok az elsüllyedt rögök oldalai felett a különböző méretű kompaktáció eredményeképpen jöttek létre, települt boltozatot alkotva. E mérések alapján a neogén üledékekben lévő boltozatok léte számos helyen megerősítést nyert, azonban cáfolták a PÁVAI VAJNA (1926, 1931) által feltételezett gyűrődéses eredetet. KÖRÖSSY (1963) jóval több mélyfúrási adat ismeretében a medencealjzat rögeinek vertikális mozgására és kompaktációs hatásra vezette vissza a neogén boltozatok keletkezését. JÁMBOR (1980) a pannóniai rétegekben megfigyelt döléseket szintén települt boltozatként értelmezte.

A pikkelyes szerkezeteket és a DK-ÉNy-i kompressziót előtérbe állító elmélet (lásd 3. modell) váltotta ki a legkisebb vitát a szakirodalomban, aminek oka nyilván az lehetett, hogy a másik két modell számos elemét magában foglalja. E felfogással szemben a horizontális kompresszió tagadásával MOLDVAY (1965, 1971, 1972) fogalmazott meg elsőként ellenvéleményt. A Mecsek keleti peremén leírt boltozatokból arra következtetett, hogy azok nem lehetnek a hegység É–D-i horizontális torlódásának az eredményei. Szerinte a hegységek peremén kialakult feltolódásos zónák nem vízszintes erőhatás, hanem az alaphegység függőleges kiemelkedésének a következményei. Ezt a megközelítést alkalmazta a Dunántúli-középhegységre is (MOLDVAY 1971, 1972), a hegységet mint kiemelkedett diapír-jellegű boltozatot és diapír-közi felszínt, a peremeken lévő medencéket mint előmélyedést definiálva. Ennek alapján hangsúlyozta, hogy az ismert feltolódásos szerkezetek kialakulásához nem szükséges a horizontális kompresszió feltételezése, illetve hogy a hegységek diapír jellegű kiemelkedése ezt a modellt nem támasztja alá.

A Mecsek északi előterére (TARI 1992), illetve a Dél-Dunántúlra (GERNER 1992) létezik olyan elgondolás is, amely a kialakult szerkezeteket oldalelmozduláshoz kapcsolódó transzpresszióval magyarázza. Mindkét szerző esetében a hangsúly az oldalelmozduláson van, a mozgásra merőlegesen létrejött térrövidülést így nem egy DK-ÉNy-i erőhöz kapcsolják.

### Diszkusszió

E fejezetben az irodalomban eddig meg nem fogalmazott néhány ellentmondásra és bizonytalanságra próbálok rámutatni. A publikált cikkek áttanulmányozása során a legfeltűnőbb az volt, hogy milyen kevés konkrét terepi mérés és földtani adat ismert a területről. Ezen ritka és gyakran többféleképpen értelmezhető ismeretek fényében a három modell állításainak nagy része sem nem cáfolható, sem nem bizonyítható.

SÜMEGHY (1953, 1954) valamint MAROSI & SZILÁRD (1958, 1974, 1981) geomorfológiai megfigyelésekre alapozott modellje (1. modell) a keresztirányú völgyekben

számottevő üledék-felhalmozódással számol az alsópleisztocéntól kezdve. Véleményük szerint ennek a folyóvízi törmelékeny-homokos üledéknek meg kell lennie a völgyek csapásában a Balaton felsőpleisztocénban vagy a holocénban kialakult medencéje alatt is. A Balaton területén mélyült fúrások adatai és a szeizmoakusztikus szelvények értelmezése szerint (CSERNY 1987, CSERNY & CORRADA 1989) azonban a felsőpannóniai üledékek felett általában holocén tavi iszap települ, a pleisztocén hiányzik. Néhány fúrás – leginkább a tó nyugati felében – a felsőpleisztocén legfelső rétegeiben állt meg, az ilyen esetekben a teljes pleisztocén vastagság nem ismeretes. Az eddigi adatok tehát a keresztirányú völgyek csapásában lévő jelentős vastagságú pleisztocén öszszlet létét nem erősítették meg. E rétegek hiánya esetén azonban a völgyek tektonikai eredetére támaszkodó 1. modell módosításra szorul.

A gyűrődéses tektonika (2. modell) által feltételezett általános gyűrődést a szakmai közvélemény nagy része nem fogadta el, számos esetben azonban a neogén üledékekben lévő boltozatok léte vitán felül áll. Az ilyen boltozatok kialakulási módjaként a neogén üledékek kompaktációját vagy az aljzat rögeinek vertikális mozgását jelölték meg (VAJK 1943; KÖRÖSSY 1963; JÁMBOR 1980). Azonban HORVÁTH & RUMPLER (1984) által értelmezett szeizmikus szelvényen nyilvánvaló, hogy ott van antiklinális, ahol a vastag üledékek kompaktációja miatt süllyedéknél kellene lennie, tehát nem csak a kompaktáció és az aljzat vertikális megemelkedése hozott létre boltozatokat a Dunántúlon.

A horizontális kompressziót feltételező 3. modell tekinthető a leginkább elfogadott és legjobban alátámasztott neotektonikai leírásnak a Dél-Dunántúlról. E modell gyengéje, hogy sok helyen fúrási adatokra alapozott szelvényekre épül, amely azonban az elkészítő geológus felfogása szerint többféleképpen is megszerkeszthető. Például nem egyértelmű a Kapos-völgyre merőlegesen végbement tektonikai folyamatok megítélése sem, mivel létezik kompressziós (ERDÉLYI 1961, NÉMEDI VARGA 1977, 1986) és tágulásos (SZILÁRD 1967, MAROSI 1968) szerkezeti mozgásokat megfogalmazó vélemény is.

## Neotectonic models of SW Hungary based on the Hungarian geological literature; a review

Péter GERNER

### Introduction

From the beginning of this century various tectonic and neotectonic models have been established from different geological and geophysical data for SW Hungary. The goal of this study to review all the published papers containing ideas about the neotectonics of this area, and to compare them to each other as well as to the present knowledge.



In this paper the term neotectonics refers to a tectonic process, which is active in the recent time, independently of its present intensity and of the time interval of activity (HORVÁTH & GERNER, 1993). In SW Hungary the last significant change of tectonic style occurred at the Neogene–Quaternary boundary. While during the Pannonian and Pliocene considerable subsidence occurred, in the Quaternary uplift and erosion took place and only a few tens of metres of sediments were deposited. Because of – according to the present geological and geophysical data – a later change cannot be detected, in this paper the tectonic evolution is discussed from the Neogene–Quaternary boundary.

SW Hungary is a slightly hilly area elevated by 200–300 metres above the sea level. The main geomorphologic characteristics are the few tens of kilometres long and nearly parallel valleys, with N–S direction in the west, eastwards gradually becoming NNW–SSE and then NW–SE strike. According to ERDÉLYI (1961), the term of transversal valley is used to refer these valleys (in term of BULLA, 1964: meridional valleys), and the expression of longitudinal valleys for which are roughly NE–SW directed. The northern and north-western boundary of the studied area is the Mesozoic carbonate province of the Transdanubian Central Range, 500–600 metres above the sea level. In the east the Holocene flood plane of the River Danube, in the southeast the Mecsek Mountains are the borders (Fig. 1). The south-western geomorphologic boundaries of the area is indicated by the Dráva and Mura rivers. The surface of the hills is covered by 5–30 metres of Upper Pleistocene loess, and in the river valleys Holocene fluvial deposits are situated. Beneath them there are several hundreds, at some places 2000–3000 metres thick Pannonian and Pliocene sand and siltstone, which were deposited above a major unconformity on the Neogene, Mesozoic and Palaeozoic basement rocks.

Based only on field mapping, this area has been a favourable site to study its geology and tectonics since the beginning of this century. Therefore the first detailed works took its origin in the first decades of this century (LÓCZY 1913, CHOLNOKY 1918). The next step raised in the twenties due to the initiation of the oil exploration research (PÁVAI VAJNA 1917, 1926, 1931), when borehole data (PAPP 1939) as well as geophysical data (VAJK 1943) were used. The study of the surface morphology began around the Lake Balaton (KÉZ 1931, BULLA 1943), and has continued up to now (MAROSI & SZILÁRD 1958, 1974, 1981; MAROSI 1968, 1969, 1970; Szilárd 1967). The birth of Lake Balaton strongly connected to the evolution of this area, and discoveries from archaeology (SÁGI 1971) to geodesy (BENDEFY 1964) around the lake have contributed to our knowledge.

### Neotectonic models

The neotectonic models for SW Hungary can be divided into three groups, but in some cases the boundary between them is not definite. In this chapter the development and the main characteristics of these theories are summarised, discrepancies and comments on these models are discussed in the next chapters.

*Model 1. Extensional fractures*

Since the beginning of this century several papers have characterised the tectonics of this area by extensional brittle fractures, mainly by normal faulting, tilting and vertical displacement of areas of several ten square kilometres. This analysis is based mostly on the differences in the elevation of the same sediments at separate places, the geomorphologic features of the area, field observations of faults and some borehole data and geological sections.

The typical features of this model were established by LÓCZY (1913), and the first papers on the geology and structure of SW Hungary followed his theory (CHOLNOKY 1918, LÓCZY 1918, LÓCZY, jun. 1926). LÓCZY (1913) recognised the decreasing influence of young tectonics on usually horizontally layered sediments from the Pannonian to the Pleistocene. From the different altitudes of the same sediments and from the fan-like pattern of the valleys he concluded the existence of a horst-graben structure normal to the Central Transdanubian Range. He believed that the age of this structure is between the Pannonian and the Pleistocene, and it is simultaneous with the volcanic activity north to this area. The origin of Lake Balaton was also connected to this age. He explained the transverse valleys as the results of the horst-graben structure (LÓCZY 1913), but in a later work he used only the general term of tectonic lines to refer these valleys (LÓCZY 1918) (Fig. 2).

CHOLNOKY (1918) applied some observations of the earthquake of 1906 at San Francisco to interpret the origin of the transverse valleys as results of strike-slip faulting. According to his opinion in SW Hungary the valleys are wind channels in the sediments fractured by strike-slip faults. He showed that there is no evidence of the vertical displacements in the transversal valleys, and also ignored the effect of fluvial erosion due to the small size of the present streams. However, he assumed normal faulting along the longitudinal valleys, e.g. along the River Kapos, Jaba and Koppány, along which he observed southern tilting of the Pannonian sediments. He supposed a similar normal faulting with WSW-ENE strike and tilting for the birth of Lake Balaton.

During a debate with PÁVAI VAJNA (see the next chapter) LÓCZY jun. (1926) concluded that the style of tectonics in SW Hungary is dominated by brittle fractures, and this process can be active in the recent time as indicated by earthquakes. He was the first to interpret the transversal valleys as surface manifestation of the horst-graben structure of the basement. He could only imagine folds in the continuation of the well-known folding in Croatia at the border region.

The renaissance of this theory was in the fifties, when it was completed and modified by some additional data from field works (MIHÁLTZ 1953). The most important breakthrough came from the more detailed chronological knowledge of the Pleistocene, which allowed the separation of different phase of tectonic and geomorphologic processes. During this time the effect of fluvial systems on surface morphology became much more accepted as before, and it gave new ideas for the genesis of the transversal valleys.

SÜMEGHY (1953, 1954) supposed the fractures, that determined the orientation of the transversal valleys were formed at the beginning of the Pleistocene, simultaneously with the basalt volcanism north to this area. According to his theory, the valleys were formed by rivers along these fractures, where sand and gravel were deposited in fluvial

environment. He pointed out, that this sediments in the valleys should also be situated beneath Lake Balaton. SÜMEGHY (1953) was the first who placed the initiation of the lake to the beginning of the Holocene, assuming a very young age of the lake. SZABÓ P. (1957) carried out geomorphologic investigations in the valley of the River Kapos, and observed the tilting of the Upper Pleistocene loess. Based on this data he inferred that the valley was developed at the Pleistocene–Holocene boundary.

During the geomorphological studies of the hills south to Lake Balaton MAROSI & SZILÁRD (1958) also concluded that the transversal valleys were formed by rivers along the fractures in the Lower Pleistocene. They explained the formation of the longitudinal valleys and Lake Balaton by Upper Pleistocene tectonic activity, which produced normal faulting and southern tilting of the sediments. Their paper (MAROSI & SZILÁRD 1981) gave a detailed story of the evolution of the lake assuming several phases. First, small ponds were subsided along the NNW–SSE strike of the transversal valleys during the end of the Middle Pleistocene, where coarse sediments were deposited. In the Upper Pleistocene normal faults were developed along the longitudinal valleys, producing some small but permanent lakes. The lake was born at the end of the Pleistocene, but still suffered a significant water level fall due to a normal faulting event with ENE–SWS strike at the beginning of the Holocene. This latest tectonic event produced the present shape and water level of Lake Balaton. Further papers (SZILÁRD 1967, MAROSI 1968, 1969, 1970; MAROSI & SZILÁRD 1974, ÁDÁM 1964, 1969, BULLA 1964 and PÉCSI 1969, 1986) followed and supported this model by several new data and arguments.

CSERNY & CORRADA (1990) also argued with the tectonic determination of the transversal valleys, based on the interpretation of seismoacoustic sections measured on Lake Balaton. They observed strike-slip faults with N–S and NNW–SSE direction in the basement of the lake, and they can continue some of them towards the transversal valleys. SIKHEGYI (1985) and BREZSNYÁNSZKY & SIKHEGYI (1987) interpreted the satellite imagery of this area and supposed the tectonic origin of the transversal valleys and the southern tilting of the surface. Their analysis, however, did not support the normal faulting along the longitudinal valleys, rather the compressional character of these depressions.

### *Model 2. Folding*

In contrast to the theory of brittle extensional fractures this model attaches more importance to the folding of the basement and the sediments of SW Hungary. PÁVAI VAJNA (1917, 1926, 1931, 1943) outlined the main characteristics of the model based on the measured dip of sedimentary layers, the analogy of the folding on the Carpathian-Alpian region, the observations of the alternation of deposition and erosion along the rivers and the stratigraphy of the sediments.

He concluded that the tectonic movement of the Earth's crust is continuing with the same intensity in the recent time and results in folding of the young sediments. He assumed that the change in dip angles can be measured with enough accuracy. A few thousands of field measurements showing gently dipping layers were carried out by him and his co-workers to describe folds with E–W axes in the Pannonian and Pleistocene sediments of SW Hungary (Fig. 3). According to his interpretation these

folds can be followed across SW Hungary even in the Pleistocene sediments (PÁVAI VAJNA 1943).

As the reason of this folding he assumed a horizontal force concentrated on the Mesozoic and Neogene sediments due to the subsidence of the Mecsek Mountains and the Transdanubian Central Range (PÁVAI VAJNA 1931). He also supposed synsedimentary thrusting during the subsidence, which will become important in the thrusting model (see the next chapter). The observed tectonic fractures were interpreted as accompanying effect of the final phase of the folding. Pávai Vajna attached the folds to a permanent tectonic movement started in the Middle Miocene.

From the thirties gravity measurements and seismic profiles have been used in the oil exploration. Using this data PAPP (1939) concluded the axes of the discovered folds are parallel to the PÁVAI VAJNA's folds, but the locations of the axes are not the same. To explain this observation STRAUSZ (1943) proposed that during the Lower Pleistocene coarse sediments were deposited between the fold axes, and later the erosion removed the fine sediments from the topographic highs of the fold axes. This process caused that the fold axes are situated in the present valleys and not at the top of the hills as assumed by Pávai Vajna.

Based on the systematic study of sedimentary columns of water exploration wells in SW Hungary URBANCSEK (1963, 1977) compiled several geological sections, on which the folding of Quaternary sediments is reflected, and at some places correlation with the surface morphology can also be detected. MIKE (1980) repeated the PÁVAI VAJNA's measurements around Lake Balaton, and also observed the folding of the Pannonian sediments, but he believed that the brittle fractures are more important. Mike described three folds south to the Lake Balaton showing a fan-like pattern with WNW-ESE, W-E and WSW-ENE axes. During the interpretation of a N-S oriented seismic profile HORVÁTH & RUMPLER (1984) observed a fold, which is situated above a basin indicating N-S shortening after the Miocene. Above the axis of the fold the surface is also elevated revealing the young age of this process.

### *Model 3. Thrusting*

The third model was established in the fifties interpreting the structure of SW Hungary by presuming a NW-SW directed horizontal force. This idea was deduced from borehole data and geological sections, from field observations and from analogy of mechanical models.

SCHMIDT E. (1951, 1952, 1957) suggested that a couple of horizontal forces is active in opposite direction but not in the same lines. Due to these forces originating from the Bohemian massif and from the Moesian plate the internal mountains were fractured and rotated. In the Central Transdanubian Range he supposed thrusting at the south-eastern edge of the horsts towards SE and internal deformations as results of an active force from south-east. The origin of the Tertiary basins as well as the elevated position of the Quaternary river terraces were explained by uplift and subsidence occurred during these processes. According to EGYED's (1954) paper, the Hungarian river system was also governed by the shear stress originated by a NW-SE directed force. The Litéry fault at the south-eastern edge of the Transdanubian Central Range was explained by KÓKAY (1956) as an asymmetric wedge pushed from SE, which resulted in strike-slip

and low angle thrust faults. He proposed many phase of tectonic activity from the Cretaceous to the Pannonian.

ERDÉLYI (1961, 1962) extended this theory to the hills south to Lake Balaton and to the Quaternary sediments. He observed that the thrusts north to the lake are parallel to the longitudinal valleys south to the lake. These valleys are curved and the Upper Pannonian sediments are situated at the surface in the southern banks, but several ten metres below the surface in the northern banks. ERDÉLYI (1961) observed compressional structures in these valleys and concluded that the blocks of the south-eastwards dipping layers are pushed above their northern neighbours. The opposite dip direction of the thrusts north to the lake was interpreted as the northern flank of a fold, which axis is lying on the strike of the lake, and the longitudinal valleys as the southern counterpart. Erdélyi proposed a force from SE to origin of this huge anticline, resulting the thrusts of the flanks towards the axis. He also connected the fractures of the area to this process like a surface manifestation of the basement-fractures perpendicular or parallel to the fold axis. He assumed wedge-shaped structures bounded by N-S and NNW-SSE directed fractures in the basement. According to his paper (ERDÉLYI 1962) these fractures can also be observed in the Quaternary sediments and they indicate the pattern of the river system. The transversal valleys and the hills between them were interpreted as horst-graben structures, which were formed in the Upper Pleistocene before the development of the longitudinal valleys.

BENDEFY (1964) measured a significant horizontal displacement by geodetic levelling, and concluded to a repeated push from southeast. WEIN (1967) described important thrust faults along the northern edge of the Mecsek Mountains indicating strong compression in the Sarmatian, Pannonian and Quaternary (Fig. 4). A NNW directed thrust plane was suggested by NÉMEDI VARGA (1977) in the longitudinal valley of the River Kapos, based on borehole data. He defined the Kapos Line as the elongation of this structure to west and east. Némédi Varga proposed 5-10 kilometres of horizontal displacement along the Kapos Line and several hundred metres of shortening perpendicular to it. In his later papers (NÉMEDI VARGA 1983, 1986) he described asymmetric wedge structures around the Mecsek Mountains.

### Debates and comments in the literature

This chapter concerns with the debates and published comments on the three neotectonic models outlined in the previous section. Based on these comments it is clear, that none of the models describes perfectly the neotectonics of SW Hungary, and many important data are incomplete or missing, however, some part of the models are not in contrast to the other models.

Comments on the brittle-fracture model (Model 1) of SW Hungary can have been found since the twenties (MAROS 1925, PÁVAI VAJNA 1926, 1931). These papers stressed the deflational origin of the transversal valleys or the folded feature of the area. Pávai Vajna showed that there is no geological evidence of fractures along the valleys. VAJK (1943) also disputed the tectonic origin of the valleys, since the faults derived from seismic profiles and gravity measurements crossed the strike of the valleys. After a detailed field mapping and data collection STRAUSZ (1942) questioned the tectonic origin of the transversal valleys, but he thought it possible in the case of longitudinal

valleys. Based on geological and geophysical studies in the Paks area, BALLA et al. (1993) concluded, that at the present there are still no geological evidence for faulting along the transversal valleys.

The folding model of PÁVAI VAJNA (Model 2) provoked the largest debate on the neotectonics of SW Hungary. At the beginning the problem was that the data could not be published, because they were used for oil exploration. LÓCZY jun. (1926) showed that the strike of the fold axes is not known, and therefore the folding theory cannot be justified. He pointed out the dominance of brittle fractures in the area, and that the existence of Neogene anticlines is not connected to folding rather than to the compaction of sediments. PAPP (1939) emphasised the usefulness of the dip of the sedimentary layers as a method to discover folds. He believed that this method does not yield reliable data because of the very small dip angles ( $1-2^\circ$ ) (STRAUSZ 1942) did not indicate the deep structures and the ages of the sediments are also different. VAJK (1943) interpreted the dip angles derived from seismic measurements as results of different amount of compaction above the slope of the basement highs. Based on these measurements the existence of some Neogene anticlines was proved, however, the theory of general folding (PÁVAI VAJNA, 1926, 1931) was refused. Using much more borehole data KÓRÖSSY (1963) connected the Neogene anticlines to the vertical movement of the basement and to the compaction of the sediment fill. JÁMBOR (1980) interpreted the dip of the Pannonian sediments also in this manner.

The thrusting theory (Model 3) includes some parts of the previous models, therefore it is the most accepted in the literature. MOLDVAY (1965, 1971, 1972), however, contradicted the horizontal forces in the NW-SE direction. From the folds at the eastern margin of the Mecsek Mountains he concluded that it cannot be resulted from the N-S directed thrust of the mountains. He stressed that the folds around the Mecsek Mountains were the results of the uplift of the mountains, rather than the effect of horizontal forces. This theory was applied to the Transdanubian Central Range (MOLDVAY 1971, 1972), interpreting it as a dome with marginal basins. He pointed out, that it is not necessary to assume horizontal force to the interpretation of thrusts. There is an other approach for the northern foreland of the Mecsek Mountains and for SW Hungary, which interprets the geological structures as results of transpression (TARI 1992, GERNER 1992). Both paper force the importance of strike-slip movement, and do not connect the shortening to a NW-SE directed force.

## Discussion

In this section some discrepancies will be discussed, which are not mentioned in the literature. Since very few geological data are known to study of the neotectonics of SW Hungary, several parts of the three models cannot still be proved or refused.

The model of SÜMEGHY (1953, 1954) and MAROSI & SZILÁRD (1958, 1974, 1981) (Model 1) assumed sedimentation in the transversal valleys since the Lower Pleistocene. They pointed out, that this sediment can be found beneath Lake Balaton in the strike of the valleys. But according to borehole data and to the interpretation of the seismoacoustic measurements on the lake (CSERNY 1987, CSERNY & CORRADA 1989), the Pleistocene rocks are missing, Holocene mud is situated above the Upper Pannonian sediments. Only in some borehole in the western part of the lake indicated Upper Pleistocene

sediments, but in this case the complete thickness is not known. It can be concluded, that the existence of thick Pleistocene sediments beneath Lake Balaton is questionable, and therefore the brittle-fracture model assuming the tectonic origin of the transversal valleys should be modified.

The model of general folding (Model 1) is refused by most Hungarian geologists, but the existence of some Neogene folds is doubtless. It is explained by the compaction of sediments and/or by the vertical movement of the basement (VAJK 1943, KÖRÖSSY 1963, JÁMBOR 1980). But it is clear from the HORVÁTH & RUMPLER's (1984) seismic section at least in this case, that the anticline is situated there, where large compaction should have been occurred if there is no other process to produce folds. It is strengthening the suggestion that not only compaction and vertical displacement can result in folds in SW Hungary.

Model 3 assuming NW-SE directed horizontal forces is the most well documented description for the neotectonics of SW Hungary among the discussed theories. A drawback of this model, however, is that it is based mainly on geological sections between boreholes, which can be constructed in several ways and the interpretation is very subjective. For instance, the style of the neotectonics is not obvious along the valley of the River Kapos, because there is an approach suggesting compressional tectonics (ERDÉLYI 1961, NÉMEDI VARGA 1977, 1986) as well as an extensional interpretation (SZILÁRD 1967, MAROS 1968).

#### Irodalom – References

- ÁDÁM L. (1964): A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája [Development and evolution of Szekszárd hills] *Földrajzi Tanulmányok* 2, 83 p. (In Hungarian)
- ÁDÁM L. (1969): A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalaklata [Development and geomorphology of Tolna hills] *Földrajzi Tanulmányok* 10, 186 p. (In Hungarian)
- BALLA Z., MAROSI S., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. & SZEIDOVITZ Gy. (1993): A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok [Structural and geomorphological studies related to the seismic risk of the Paks Nuclear Power Plant] *Földrajzi Értesítő* 42, 111-140. (In Hungarian with English summary)
- BENDEFY L. (1964): Geokinetic and crustal structure conditions of Hungary as recorded by repeated precision levelings. *Acta Geologica Hungarica* 8, 395-411.
- BREZSNYÁNSZKY K. & SIKHEGYI F. (1987): Neotectonic interpretation of Hungarian lineaments in the light of satellite imagery. *Journal of Geodynamics* 8, 193-203.
- BULLA B. (1943): Geomorfológiai megfigyelések a Balaton felvidéken [Geomorphologic observations in the Balaton Highland] *Földrajzi Közlemények* 71, 18-45. (In Hungarian)
- BULLA B. (1964): Magyarország természeti földrajza [Geography of Hungary] 2. kiadás [2nd edition], Tankönyvkiadó, Budapest, 420 p. (In Hungarian)
- CHOLNOKY J. (1918): A Balaton hidrográfiája [Hydrology of Lake Balaton]. In: LÓCZY (1918): A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei I. kötet 2. rész [The results of scientific studies of Lake Balaton, I. volume 2nd part] 316 p. (In Hungarian and in German)
- CSERNY T. (1987): A Balaton aktuálgeológiai kutatásának eredményei [The results of actual geological research of Lake Balaton] *MÁFI Évi jelentése 1985-ről* [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1985], 343-365. (In Hungarian with English summary)
- CSERNY T. & CORRADA, R. (1989): A Balaton medencéje és holocén üledékei részletes geofizikai-földtani vizsgálatának újabb eredményei [The results of geological and geophysical research of Lake Balaton and its Holocene sediments], *MÁFI Évi jelentése 1987-ről* [Annual

- Report of the Hungarian Geological Institute of 1987], 341–347. (In Hungarian with English summary)
- CSENYI T. & CORRADA, R. (1990): A Balaton aljzatának szedimentológiai térképe [The sedimentological map of basement of Lake Balaton], MÁFI Évi jelentése 1988-ról [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1988], 169–176. (In Hungarian with English summary)
- EGYED L. (1954): A mélyszerkezetek és a morfológia kapcsolata Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében [The relation of the structure and the morphology of Transdanubia according to geophysical measurements], A TTK Évkönyve 1952–1953 [The Annals of Eötvös University of 1952 and 1953], 95–100. (In Hungarian with English summary)
- ERDÉLYI M. (1961): Külső-Somogy vízföldtana [Hydrogeology of Somogy hills], Hidrológiai Közönlöny 41, 445–458. (In Hungarian)
- ERDÉLYI M. (1962): Külső-Somogy vízföldtana [Hydrogeology of Somogy hills], Hidrológiai Közönlöny 42, 56–65. (In Hungarian)
- GERNER P. (1992): Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon [Recent stress field in Transdanubia], Földtani Közönlöny 122, 89–105. (In Hungarian and in English)
- HORVÁTH F. & GERNER P. (1993): Magyarország neotektonikája [Neotectonics of Hungary], Természet Világa 124, 387–391. (In Hungarian)
- HORVÁTH F. & RUMPLER J. (1984): The Pannonian basement: Extension and subsidence of an Alpine orogene, Acta Geologica Hungarica 27, 229–235.
- JÁMBOR A. (1980): A Dunántúli középhegység pannóniai képződményei, MÁFI Évkönyve, 62., 259 p. (In Hungarian with English summary)
- KÉZ A. (1931): A balatoni medencék és a Zalavölgy [The Balaton basins and the Zala valley], Természettudományi Közönlöny Pótfüzet a 63. kötethez, 49–61. (In Hungarian)
- KÓKAY J. (1956): Hegységszerkezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén [Structural movements around Várpalota], Földtani Közönlöny 86, 17–29. (In Hungarian with English summary)
- KÖRÖSSY L. (1963): Magyarország medenceterületeinek összehasonlító szerkezete [Comparison of structures of Hungarian basins], Földtani Közönlöny 93, 153–172. (In Hungarian with English summary)
- LÓCZY L. (1913): A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése [Geological formations around Lake Balaton and its distribution], In: LÓCZY (1918): A Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei I.kötet 1.rész [The results of scientific studies of Lake Balaton, I. volume 1st part], 617 p. (In Hungarian and in German)
- LÓCZY L. (1918): Magyarország földtani szerkezete [Geological structure of Hungary], MÁFI [Hungarian Geological Survey], 43. p. (In Hungarian)
- ifj. LÓCZY L. (1926): A Dunántúli hegységszerkezetéről [On the structure of Transdanubia], Földtani Közönlöny 55, 57–63. (In Hungarian with English summary)
- MAROS I. (1925): A déli Balatonpart egy részének geológiai és agrogeológiai viszonyai [Geological and agrogeological situation of a part of the southern bank of Lake Balaton], M.Kir. Földtani Intézet évi jelentése 1920–1923-ról [Annual report of the Royal Institute of Hungarian Geology], 128–136. (In Hungarian with English summary)
- MAROSI S. (1968): A Marcali-hát geomorfológiája [Geomorphology of Marcali Range], Földrajzi Értesítő 17, 185–210. (In Hungarian with English summary)
- MAROSI S. (1969): Adatok Belső-Somogy és a Balaton hidrogeográfiájához [Data to hydrogeography of Somogy Hills and Lake Balaton], Földrajzi Értesítő 18, 419–456. (In Hungarian with English summary)
- MAROSI S. (1970): Belső-Somogy kialakulása és felszínalaklata [Formation and geomorphology of Somogy Hills], Földrajzi Tanulmányok 11, 169 p. (In Hungarian)



- MAROSI S. & SZILÁRD J. (1958): A Balaton somogyi partvidékének geomorfológiai képe [Geomorphologic view of shoreline of Lake Balaton at Somogy], *Földrajzi Közlemények* 6, 347–361. (In Hungarian with English summary)
- MAROSI S. & SZILÁRD J. (1974): Újabb adatok a Balaton koráról [New data about the age of Lake Balaton], *Földrajzi Értesítő* 23, 333–346. (In Hungarian with English summary)
- MAROSI S. & SZILÁRD J. (1981): A Balaton kialakulása [Formation of Lake Balaton], *Földrajzi Közlemények* 29, 1–30. (In Hungarian with English summary)
- MIHÁLTZ I. (1953): Dél-dunántúl keleti részének földtani felépítése [Geological development of the southeastern part of Transdanubia], *MÁFI Évi jelentése 1951-ről* [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1951], 53–60. (In Hungarian with English summary)
- MIKE K. (1980): A Balaton környéki neotektonika [Neotectonics of Lake Balaton and its surroundings], *Földrajzi Közlemények* 27, 73–91. (In Hungarian with English summary)
- MOLDVAY L. (1965): A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsek hegységben és a magyar középhegységeken [Quaternary structural evolution of the Mecsek Mountains and the central ranges of Hungary], *MÁFI Évi jelentése 1964-ről* [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1964], 209–220. (In Hungarian with English summary)
- MOLDVAY L. (1971): A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységeken I. rész [Phenomena of neotectonical surface evolution of central range of Hungary 1st part], *MÁFI Évi jelentése 1969-ről* [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1969], 587–637. (In Hungarian with English summary)
- MOLDVAY L. (1972): A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységeken II. rész [Phenomena of neotectonical surface evolution of central range of Hungary 2nd part], *MÁFI Évi jelentése 1970-ről* [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1970], 155–179. (In Hungarian with English summary)
- NÉMEDI VARGA Z. (1977): A Kapos-vonal [The Kapos line], *Földtani Közöny* 107, 313–328. (In Hungarian with English summary)
- NÉMEDI VARGA Z. (1983): A Mecsek hegység szerkezetalakulása az Alpi hegységképződési ciklusban [Structural evolution of the Mecsek Mountains during the Alpine tectonics], *MÁFI Évi jelentése 1981-ről* [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1981], 467–484. (In Hungarian with English summary)
- NÉMEDI VARGA Z. (1986): A Tengelic 1. sz. szerkezet- és vízkutató-, valamint a Tengelic 2. sz. alapfúrás összehasonlító földtani vizsgálata [Geological comparison of the Tengelic-1 and Tengelic-2 wells], *MÁFI Évi jelentése 1984-ről* [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1984], 103–113. (In Hungarian with English summary)
- PAPP S. (1939): A MAORT. földolaj-, és földgázkutatásai Dunántúlon [Oil and gas research of MAORT. in Transdanubia], *Bányászati és Kohászati Lapok* 72, 200–241. (In Hungarian)
- PÁVAI VAJNA F. (1917): A földkéreg legfiatalabb tektonikai mozgásairól [The youngest tectonic movements of the Earth crust], *Földtani Közöny* 47, 249–253. (In Hungarian)
- PÁVAI VAJNA F. (1926): A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól [The youngest tectonic movements of the Earth crust], *Földtani Közöny* 55, 63–85. (In Hungarian with English summary)
- PÁVAI VAJNA F. (1931): Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata [Structural development of the Hungarian mountains], *Földtani Közöny* 60, 1–33. (In Hungarian with English summary)
- PÁVAI VAJNA F. (1943): A Dunántúl hegység szerkezete [Structure of the Transdanubia], *Beszámoló a M. Kir. Földtani Intézet vitatüléseinek munkálatairól* [Report of the workshops of the Royal Institute of Hungarian Geology], 5, 213–237. (In Hungarian with English summary)
- PÉCSI M. (1969): A Balaton tágabb környezetének geomorfológiai térképe [Geomorphologic map of surroundings of Lake Balaton], *Földrajzi Közlemények* 17, 101–112. (In Hungarian with English summary)

- PÉCSI M. (1986): A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata [Explanation of the formation of the meridional valleys and ranges in Zala], Földrajzi Közlemények 60, 3–11. (In Hungarian with English summary)
- SÁGI K. (1971): Újabb balatoni vita [New debates on Lake Balaton], Földrajzi Értesítő 20, 485–490. (In Hungarian with English summary)
- SCHMIDT E. R. (1951): Közép- és sziget-hegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai [Geomechanical basics of the structural development of our mountains], Bányászati Lapok 84, 358–372. (In Hungarian)
- SCHMIDT E. R. (1952): A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata [Geomechanical explanation of the formation and the structural development of northeastern part of Transdanubian Central Range], Bányászati Lapok 85, 31–36. (In Hungarian)
- SCHMIDT E. R. (1957): Geomechanika [Geomechanics], Akadémiai Kiadó [Academic Press], Budapest, 312 p. (In Hungarian)
- SÍKHEGYI F. (1985): Kozmikus felvételek szerkezeti értelmezése [Structural interpretation of satellite imageries], Gyakorlati szerkezetföldtani továbbképző, Miskolc, 1983 június 4. [Lecture notes on structural geology at Miskolc, 4. Jun. 1983], 129–144. (In Hungarian)
- STRAUSZ L. (1942): Adatok a dunántúli neogén tektonikájához [Data to Neogene tectonics of Transdanubia], Földtani Közlöny 72, 40–52. (In Hungarian with English summary)
- STRAUSZ L. (1943): Adatok a Vend-vidék és a Zala geológiájához [Data to the geology of Vend area and Zala], Földtani Közlöny 73, 38–54. (In Hungarian with English summary)
- SÜMEGHY J. (1953): Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései [Stratigraphic problems of the Pliocene and Pleistocene of our basins], MÁFI Évi jelentése 1951-ről [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1951], 83–109. (In Hungarian with English summary)
- SÜMEGHY J. (1954): Újabb földtani adatok a nyugatmagyarországi medencéből [New geological data of the West-Hungarian basin], MÁFI Évi jelentése 1952-ről [Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1952], 167–178. (In Hungarian with English summary)
- SZABÓ P. Z. (1957): Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései [Geomorphologic problems of southeastern Transdanubia], Földrajzi Értesítő 6, 397–419. (In Hungarian with English summary)
- SZILÁRD J. (1967): Külső-Somogy kialakulása és felszínalkotása [Formation and geomorphology of Somogy Hills], Földrajzi Tanulmányok 7, 150 p. (In Hungarian with English summary)
- TARI G. (1992): Late Neogene transpression in the Northern Thrust Zone, Mecsek Mts., Ann. Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol. 29, 165–187.
- URBANCSEK J. (1963): Pliocén és pleisztocén üledékek földtani szinterzésének újabb lehetőségei a vízföldtani kutatásban [New methods for correlation of Pliocene and Pleistocene sediments in hydrogeology], Hidrológiai Közlöny 43, 392–400. (In Hungarian with English summary)
- URBANCSEK J. (1977): A pannóniai medence mélységi víztározói [Deep aquifers of the Pannonian basin]. In: URBANCSEK J. (ed): Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere VII. kötet. [Database of Hungarian wells VII. volume ], OVH Vízgazdálkodási Intézet. kiadványa, VIZDOK [Report of the OVH Hydrological Institute], Budapest, 546 p. (In Hungarian)
- VAJK R. (1943): Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján [Data to the tectonics of Transdanubia based on geophysical measurements], Földtani Közlöny 73, 17–38. (In Hungarian with English summary)
- WEIN Gy. (1967): Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete [Structure of southeastern Transdanubia], Földtani Közlöny 97, 371–395. (In Hungarian with English summary)

Bár területi korlátot nem kívánunk szabni, kívánatos a tömör fogalmazás, és az állítások alátámasztásához szükséges adatok közlése.

A magyar (és angol) nyelvű kéziratot két példányban kérjük beküldeni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű xeroxmásolat, ill. fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen, a másik példányhoz tartozó lehet jó minőségű xeroxmásolat is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

A lektorálás után átdolgozott kéziratokat lehetőleg mágneslemezen (floppyn) kérjük beküldeni, mellékelve egy kinyomtatott példányt, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek feltűnően be vannak jelölve.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen a következő szövegszerkesztőkkel írt kéziratokat tudjuk elfogadni: WordStar, WordPerfect, Microsoft Word, PFS Write, PFS Professional Write, PFS First Choice, MultiMate, MultiMate Advantage, Volkswriter, IBM Writing Assistant, DisplayWrite, OfficeWriter, XyWrite III, ill. bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS, Text Out) kimentett változat. Kérjük, írják rá a lemezre a szövegszerkesztő nevét és verziószámát.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- a) Cím
- b) Szerző(k) neve, postacíme
- c) Összefoglalás
- d) Bevezetés, előzmények
- e) Módszerek, a vizsgált anyag, ill. terület leírása
- f) Diskusszió
- g) Eredmények, következtetések
- h) Köszönetek
- i) Irodalmi hivatkozások
- j) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák aláírása
- k) Ábrák, táblázatok, fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számokkal jelöljük.

Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az eredeti mérete legalább 50 %-kal haladja meg a közlés méretét.

A fényképeket kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben kérjük.

Kihajtós táblázat nem fogadunk el; kihajtós térképet is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján. Színes térkép- vagy fényképmelléklet csak a szerző költségein közölhető.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával hivatkozunk. Pl.: Radócz (1974), (Császár & Haas, 1981), Kubovics et al. (1987).

Példák bibliográfiai adatok közlésére (a folyóiratok nevét ne rövidítsük!):

a) cikkek

Jaskó S. (1986): A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – Földtani Közöny 118/4, 325-332 (in Hungarian with English summary).

b) kötetben közölt tanulmányok:

Benson, R.H., Gould, S.J. & Smith, W.A. (1984): Perfection, continuity, and common sense in historical geology. In: Berggren, W.A., Van Couvering, J.A. (eds.): Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism, Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek:

Földvay, G.Z. (1988): Geology of the Carpathian Region. World Scientific, Singapore, 571 p.

A román, szlovák, szerbhorvát stb. ékezeteket kérjük bejelölni. Cirilbetűs munkánál (ha nincs idegennyelvű címe) kérjük az eredeti címet és szögletes zárójelben annak angol fordítását megadni.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a szerkesztőség a szerzőnek visszaküldi.

A cikk elfogadása esetén az angolra való fordításról, ill. a nyomdakész rajzok előállításáról a szerzőnek kell gondoskodnia.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.

# Földtani Közlöny

Vol. 124 · 3 · 1994

## Tartalom

MÁTYÁS János	
A kompaktációs folyamatok jelentősége hazai neogén homokkőveinkben . . . . .	307-324
MÁTYÁS János	
Agyagásványok alkalmazása termikus indikátorként üledékes medencék hőtörténeti modelljeinek kalibrálására . . . . .	325-339
JUHÁSZ Györgyi	
Magyarországi neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése . . . . .	341-365
VICZIÁN István	
A szmektit-illit átalakulás függése a hőmérséklettől . . . . .	367-379
GERNER Péter	
Dél-dunántúli neotektonikai modellek a magyar földtani szakirodalom alapján . .	381-402

## Contents

MÁTYÁS, János	
Assessing relative importance of compactional processes in the Neogene sandstones of the Pannonian Basin . . . . .	307-324
MÁTYÁS, János	
Application of clay mineral thermal indicators as calibration tools for thermal modeling of sedimentary basins . . . . .	325-339
JUHÁSZ, Györgyi	
Comparison of the sedimentary sequences in Late Neogene subbasins in the Pannonian Basin, Hungary . . . . .	341-365
VICZIÁN, István	
Smectite-illite geothermometry . . . . .	367-379
GERNER, Péter	
Neotectonic models of SW-Hungary based on the Hungarian geological literature; a review . . . . .	381-402