

MAGYAR ÁLLAMI  
EÖTVÖS LORÁND  
GEOFIZIKAI INTÉZET

# GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

ВЕНГЕРСКИЙ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ  
ИМ Л. ЭТВЕША

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ  
БЮЛЛЕТЕНЬ



BUDAPEST

# GEOPHYSICAL

T R A N S A C T I O N S

EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE OF HUNGARY

## CONTENTS

A tribute to dr. Károly Posgay	<i>T. Bodoky</i>	67
Deep structure of the Szolnok Flysch Belt	<i>K. Posgay A. Nagymarosy, A. Pápa, E. Hegedűs, K. D. Lőrincz</i>	71
Amplitude Versus Offset case study on the Moho	<i>E. Takács, Z. Hajnal</i>	93

VOL. 43. NO. 2 MAY 2000. (ISS N0016-7177)

## TARTALOMJEGYZÉK

Dr. Posgay Károly köszöntése	<i>Bodoky T.</i>	67
A Szolnoki Flis öv mélyszerkezete	<i>Posgay K., Nagymarosy A., Pápa A., Hegedűs E., D. Lőrincz K.</i>	85
Az AVO analízis alkalmazása a Moho mélységtartományában	<i>Takács E. Hajnal Z.</i>	110

## Dr. Károly Posgay

**By unanimous agreement it was decided that this foreword would take the form of a tribute to dr. Károly Posgay, who is 75 years old this year.**



Károly Posgay, Hungary's leading authority of crust and mantle research, was born in Budapest on 26th April 1925. Even before graduating from the Technical University of Heavy Industry in Miskolc, he had become acquainted with the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary. As a research student, he took part in ELGI's gravity surveys in 1948, and 1949 saw him assisting in the measurements of the geomagnetic basic-network. On completing his undergraduate studies he was offered a post by the Institute and by virtue of his character and his wholehearted commitment to his work he became a personality not only in the Institute but for the whole community of Hungarian geophysicists. His subsequent fruitful career has linked him with the Institute, up till today.

Initially, he worked (from 1950) as a seismic observer and instrument designer, rapidly progressing to a seismic party chief; in 1956 he became head of the Seismic Department. From 1957 to 1960 as a member of the Sino-Hungar-

ian Expedition he played an important role in the discovery of the Daqing structure, which is still the most important oil-field in China.

On returning to Hungary he finished his earlier work on mapping and analysing geomagnetic bodies in Hungary. It was on this topic that, in 1967, he was awarded his Candidate's degree by the Hungarian Academy of Sciences; in the same year he gained his doctorate from the Technical University of Heavy Industry, Miskolc.

In 1962 he was again charged with leading the Seismic Department, and he remained in this post until 1989 (in the meantime the department was reorganised to become the Department for Seismics and Computer Technique). Károly Posgay achieved noteworthy results in all fields of applied seismics: in seismic hydrocarbon prospecting; in coal, bauxite, water and other in-mine and engineering geophysical prospecting; moreover in the development and production of computer controlled seismic instruments. Possibly thanks also to synergism his staff was first-rate and gained wide-ranging recognition and respect.

In the 1960s, the Eötvös Loránd Geophysical Institute initiated and became the principal motivator of the international crustal research of middle and eastern European countries with refraction and wide angle reflection measurements during which, in the following 15 or so years an international network was set up, and was coupled to the western-European network in 1975. These crustal measurements gave fundamental knowledge about the construction of the Carpathian basin and the surrounding mountains, plateaux and plates, and made possible a description of the crustal thickness as well as helping to determine the development model of the Pannonian basin. The results of this project achieved world-wide acknowledgement.

At the beginning of the establishment of plate tectonics theory in the second half of the 1960s he initiated — with the support of the Hungarian Academy of Sciences — developments on the methodology and instrumentation for investigating the upper mantle by deep seismic reflection measurements. The objective was to increase the penetrability of the deep reflection method by means of computer techniques and a multiple coverage system thereby enabling the structural elements to be determined and interpreted down to the low-velocity zone described by Gutenberg. The painstaking research and development of Károly Posgay and his staff paid off resulting in the first reflection velocity determination in the upper mantle region and the first reflection profiling down to the asthenosphere was completed. A unique result was the determination of an updoming asthenospheric structure below the Békési basin in Hungary.

After a long and successful career, he retired — formally — in 1990, but he is still working. Perhaps he is devoting even more time to his own research than he did earlier, when more than two hundred and fifty colleagues required his time for dealing with their worries and solving their problems. This issue of *Geophysical Transactions* is dedicated to investigations of the crust and upper mantle — it is in fact, an issue dealing fundamentally with his own work.

In 1994 his scientific results were acknowledged by the Hungarian Academy of Sciences, who bestowed on him the title Doctor of Technical Sciences.

The recipient of numerous accolades for his multifarious activities, he still holds positions of importance in many international organisations. He was a founder and is an honorary member of the Association of Hungarian Geophysicists, and a member of the Independent Public Body and of the Scientific Committee of Geophysics of the Hungarian Academy of Sciences. His long scientific activity is also evidenced by more than 200 papers published mainly in international journals.

Dr. Károly Posgay is 75 years old this year. We congratulate him with sincere thanks, deep respect and affection on the occasion of his three-quarters of a century, and wish him many more years of creative and successful research.

*Tamás Bodoky*

*Director, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary*



## Deep structure of the Szolnok Flysch Belt

Károly POSGAY\*, András NAGYMAROSY\*\*, Antal PÁPA\*\*\*,  
Endre HEGEDŰS\*, Katalin D. LŐRINCZ\*\*\*\*

In the course of seismic reflection profiling for investigating the lithosphere and asthenosphere a steeply dipping zone to the NNW appeared in the sections within the crustal and mantle lithosphere beneath the Szolnok Máramaros Flysch Belt. This zone is distinguished from its surroundings by lower reflection amplitudes. This low amplitude nature may be indicative of the rupture and partial destruction of the reflecting surfaces thought to be due to tectonic effects. A number of similar examples can be found in the literature on the basis of which the observed phenomenon can be interpreted as a shear zone system with lateral dislocation penetrating to great depths. The shear zone system may have originated in the Austrian orogene phase (or prior to it) by localized shearing which transected the bulk of the lithosphere and subsequently recurred several times.

The flysch layers may have deposited in local grabens which formed when the shear zone system drew apart. At the time of compression periods the sediments may have been updomed, squeezed, transported, and the sedimentation interrupted. In later extension periods sedimentation again took place several times. Conditions of turbulent sedimentation in the Middle and Upper Eocene complex permit one to infer that the graben system was the deepest in this period.

Many of gas and mixed fields are known within the belt of the shear zone system.

**Keywords:** crust, flysch, asthenosphere, lithosphere, shear zones, Hungary, Szolnok

### 1. Introduction

KÖRÖSSY [1959] published the first map of 'Flysch-type formations of the Great Hungarian Plain'. In his opinion this sedimentary basin may have formed during the Austrian orogene. In the course of the Upper Cretaceous, then the Eocene and the Oligocene a great mass of sediments deposited here, in consequence of the devastation of nearby mainlands, which can be identified with the interior flysch formations of the Carpathians. They were folded in the course of the Savian movements (at the end of the Oligocene, beginning of the Miocene); then, at the time of the Styrian (Middle Miocene) movements, far-reaching deep faults were established.

\* Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23

\*\* Eötvös Loránd University of Sciences, Department of Physical and Historical Geology, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a, Hungary

\*\*\* Hungarian Oil and Gas Company Ltd, (MOL Rt) H-1117 Budapest, Október 23. u. 18, Hungary

Manuscript received: 27. October, 1999.

SZEPESHÁZY [1973] is of the view that the deposition of Middle and Upper Eocene sediments occurred in a sea trough — running SW–NE composed of different size sub-basins, interspersed with islands — which was bordered by extensive mountain ranges rising abruptly from the sea or plain or eventually by long mountain crests not protruding above sea level. The terrigenous material originates from the islands or from a mainland near the flysch belt at the SE, and was transported partly by slurry torrents to deeper parts of the sea and there it was deposited again. He suggests that in the NE part of the Flysch Belt even the Cretaceous sediments were formed in this way.

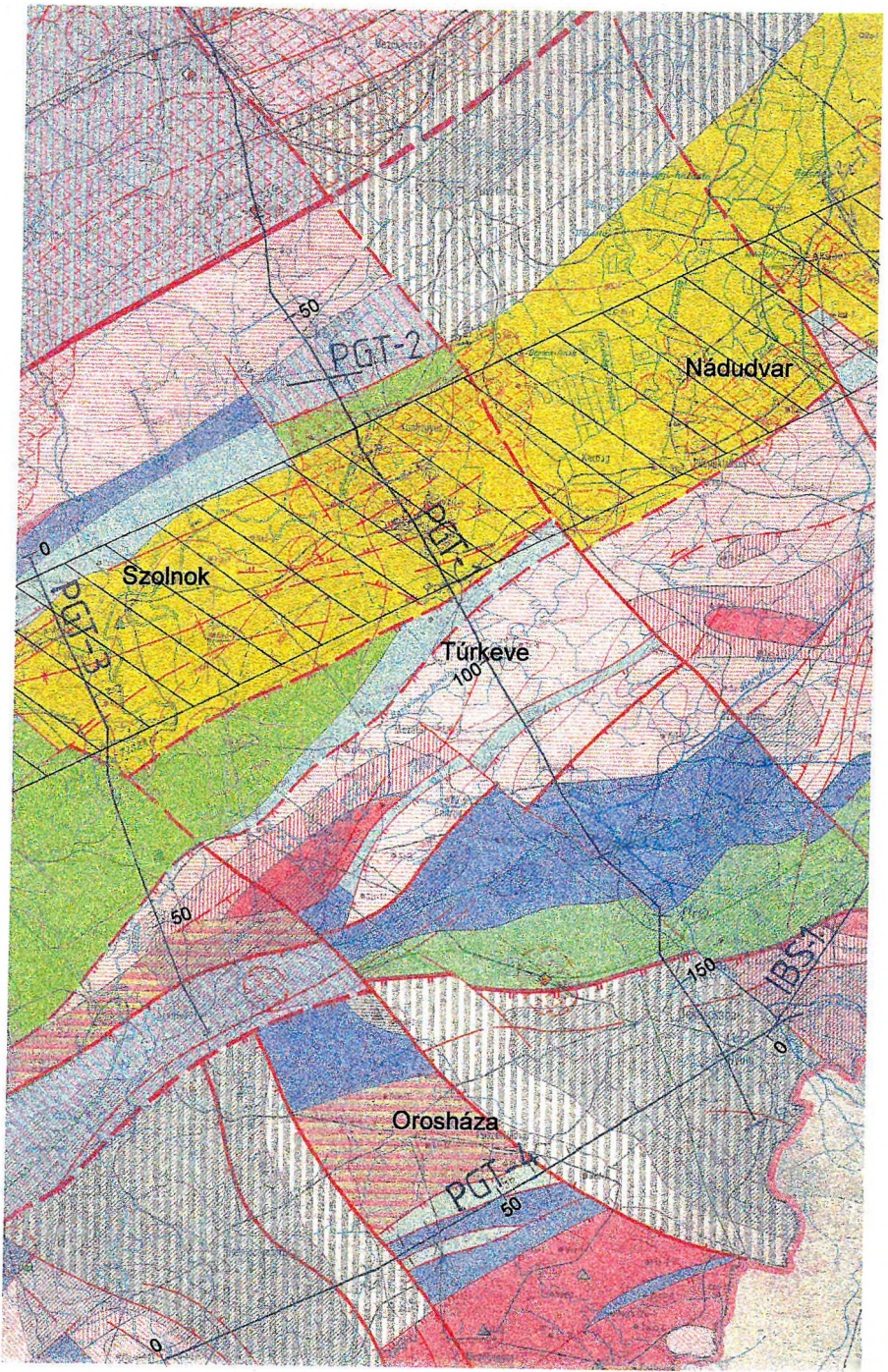
In SANDULESCU's opinion [1988] the north Transylvanian strike slip fault borders the Szolnok Flysch Belt in the south.

POSGAY and SZENTGYÖRGYI [1991] inferred a shear zone 35–40 km deep penetrating as deep as the mantle lithosphere along the PGT–1 profile — in the section between 74 and 81 km — where it crosses the Flysch Belt.

According to CSONTOS et al. [1992] the North Pannonian (ALCAPA) and the Tisza mega-units had merged by the end of the Paleogene—beginning of the Miocene. These mega-units were located earlier at a distance of several hundreds of kilometers to the SW of their present site. The NE front of the ALCAPA mega-unit may have been situated in the Eocene around Szolnok. Owing to the collision of Africa–Arabia and Eurasia the ALCAPA was pushed towards the NE and it drew to the NE also due to the regression of the subduction threshold of the Magura Ocean. The pushing probably started in the Upper Eocene, substantial movement took place from the Upper Oligocene to the Lower Miocene. Movement of the Tisza unit may have been slower, thus a dextral shear zone must have been formed where the two units met. The flysch layers deposited on the continental basement near the shoreline of the Magura Ocean. At the advance of the ALCAPA unit the flysch deposition was terminated.

From fossils found in deep wells of hydrocarbon exploration crossing the flysch layers, NAGYMAROSY and BÁLDI-BEKE [1993] concluded on their deposition in a deep water environment (and in water that gradually became shallower, even littoral in the Oligocene), which deviates substantially from shelf deposits of Paleogene basins. The present graben-like deposition — in their opinion — may reflect the conditions of origin, but may also be explained by transpressive formation.

NAGYMAROSY's [1998] conclusion is that the term 'flysch' applies best to the Middle–Upper Eocene complex. Formations found in the deep wells Debrecen–2, Tatarülés–2 and Kaba–1 — earlier taken for Lower Cretaceous — are also of Eocene age. The lithofacies suggests a deep sea basin of



*Fig. 1.* Sketch: Continuous lines indicate the location of reflection profiles for investigating the lithosphere and asthenosphere on the Structural Geological Map of Hungary [DANK V., FÜLÖP J. et al. 1990]. The Szolnok Flysch Belt is marked in yellow. Hatched area within the Flysch Belt shows the system of deep shear zones cutting through the crust (at the depth of the pre-Neogene basement). Flysch sediments were deposited in the marine trench along the shear zone system

*1. ábra.* Helyszínrajz: Folytonos vonalak jelzik a litoszféra- és asztenoszféra-kutató reflexiók szelvények helyét. Magyarország szerkezetföldtani térképén [DANK V., FÜLÖP J. et al. 1990] a Szolnoki Flis övet sárgával jelölték. A Flis övben látható vonalkázott terület a preneogén medencealjzat mélységében mutatja a kérget harántoló, mély nyírási zónarendszert. A flis rétegek a nyírási zónarendszer menti tengervályóban rakódtak le

normal salt water with a steep morphology from which the shoreline could not be distant.

CSONTOS and NAGYMAROSY [1998] and GYÖRFI et al. [1998] interpret the Mid-Hungarian Line as a deep shear zone along which the ALCAPA was thrust over the Tisza–Dacia terrain complex. The Flysch Belt may have formed under the loading effect on the margin of the Tisza–Dacia terrain complex.

According to ZOLNAI [1995] the Szolnok Flysch Belt subsided as a mobile zone of wrench faults, then inverted.

Beginning from the formation of the Mesozoic cover D. LÖRINCZ [1996, 1997] distinguishes seven tectonic phases. She considers that transpressive dislocation along the Flysch Belt began prior to the Miocene, and continued and finished in the Miocene. It was interrupted in the Middle Miocene by an extension stress field under whose influence normal faults were created in the NNE–SSW direction. Movements along the Flysch Belt revived also in the Pliocene and Quarternary. She attests strike-slip also by plotting a map of sequence boundaries.

## 2. Deep shear zones beneath the Szolnok Flysch Belt

Conclusions on the main structural elements of the crust and mantle lithosphere can be drawn from deep reflection investigations in the region. A sketch of the location of the deep seismic reflection profiles (*Fig. 1*) can be seen from a part of the ‘Structural geological map of Hungary’ completed under the general editorship of Dank and Fülöp with the co-operation of large team of researchers and published by the Hungarian Geological Institute [DANK, FÜLÖP 1990]. The lines marked PGT–1, 2, 3, 4 and IBS–1 indicate the location of reflection profiles for investigating the lithosphere and asthenosphere. The Szolnok Flysch Belt is marked in yellow on the map. The deep seismic profiles PGT–1, and PGT–3 also cross the Flysch Belt.

*Figure 2* presents the time section along profile PGT–1 with colours applied according to the instantaneous amplitude and the superposed wiggle trace version (in black). The colouring indicates amplitude strength after restoration. The highest amplitude values are shown in violet, then the decrease of amplitude is marked consecutively by red, green and blue. The lowest amplitudes are represented by yellow. The Neogene sedimentary complex — due to its continuous levels and their higher amplitudes — can be distinguished from the underlying more consolidated formation. The amplitudes of the latter vary essentially between the ranges shown in red and green. The

crust–mantle boundary — encountered around 9 s — is indicated by strong arrivals whose amplitude is mostly marked in violet and red. At the SSE part of the profile, beneath the Békés Basin, it rises to about 8.5 s [POSGAY et al. 1995, 1996]. Within the interval interpreted as mantle lithosphere, the arrivals fall in the amplitude range marked green, blue, yellow — i.e. lower than that of the crust — thus the interval between the crust and mantle lithosphere takes a clear shape in the figure. The lowest time range, marked yellow, corresponds to the asthenosphere.

In the consolidated crust several zones dipping steeply to the NNW are found they differ from their surroundings by lower amplitudes. The low amplitude of the zone is assumed to be rupture and partial failure of the reflecting elements, anomalies of velocity distribution within the zone, i.e. tectonic effect. Most conspicuous among them is the zone falling mainly in the amplitude range marked in green beneath the Flysch Belt between 74 and 81 km in the depth of the crust. The zone continues under the crust–mantle boundary, by some 2 s, i.e. with a thickness of about 8 km, through areas coloured blue and yellow. Similar zones can also be seen in the SSE part of the profile, which permit one to infer shear zones running in the NNE–SSW direction [POSGAY et al. 1997].

At present, we have no data on the strike direction of an interesting low energy belt dipping apparently towards the NNW in the section, which can be seen at about 119 km along profile PGT–1. Its apparent dip in the section nearly coincides with that of the shear zone beneath the Szolnok Flysch Belt. According to KOVÁCS et al. [1996–97] in this area inference can be made on a Caledonian suture — from ultrabasic rocks of the Helesfa–Ófalu–Szank–Szarvas–Szeghalom belt — the strike of which roughly corresponds to the Szolnok Flysch Belt and the underlying shear zone.

Between 119 and 120 km, profile PGT–1 crosses the deep tectonic zone on the margin of which drillholes Fab–4 and Nsz–3 are located; these drillholes struck a geothermal reservoir [NAGY et al. 1992, STEGENA et al. 1994, POSGAY et al. 1995].

The shear zone systems, the pre-Neogene basement, the crust–mantle boundary and the assumed lithosphere–asthenosphere boundary can be seen in *Fig. 3* on the coloured time section of instantaneous amplitude and on its wiggle trace version. A portion of the depth section PGT–1 [POSGAY et al. 1995] around the Flysch Belt is shown in *Fig. 4*. Even in this representation of the section it is conspicuous that in a particular zone — dipping abruptly NNW — the reflections appear with lower amplitudes than their surroundings. Viewing the zone system marked off in the depth section (*Fig. 5*) one can observe that

NNW

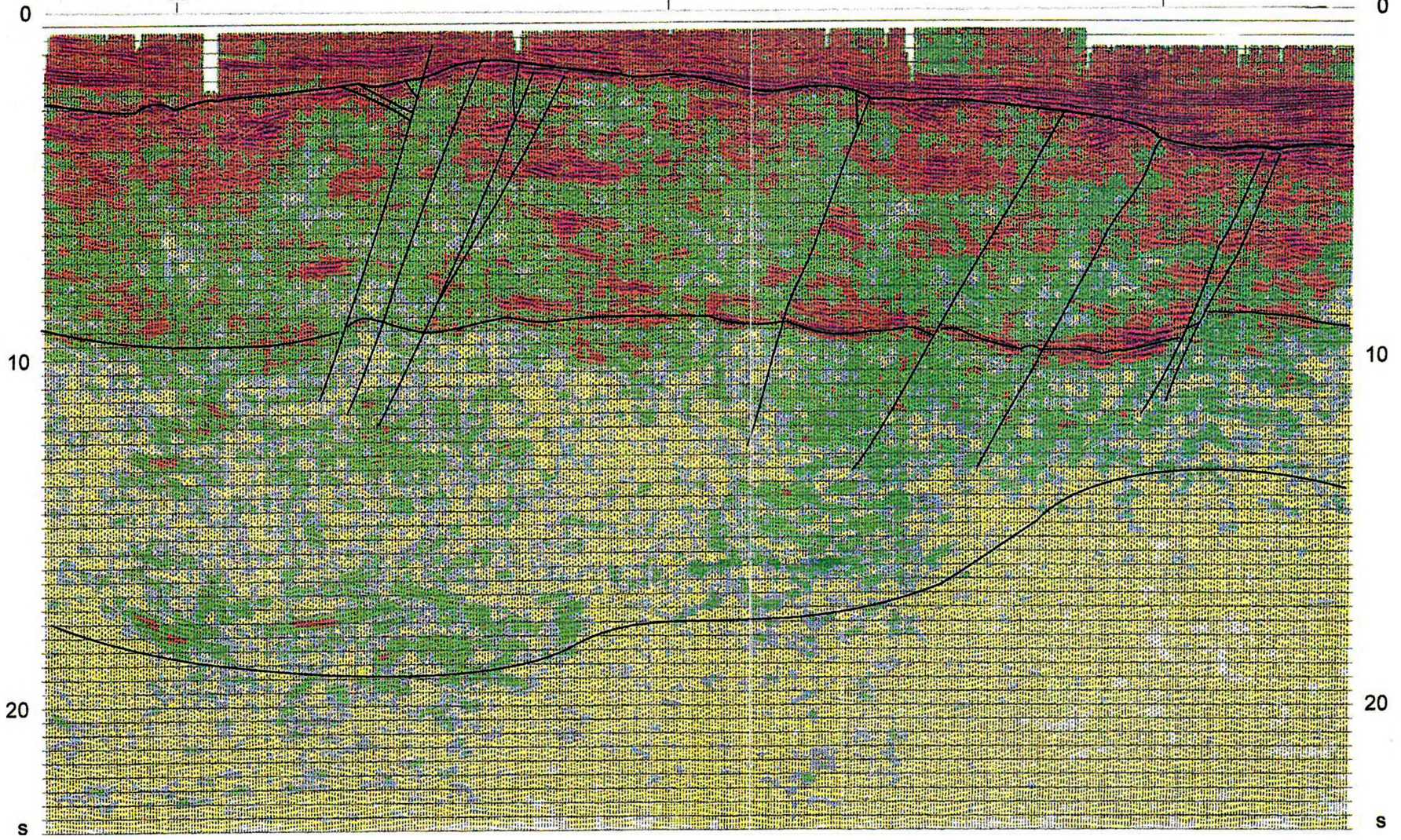
SSE

Tisza  
River

Szolnok  
Flysch Belt

Békés  
Basin

50 100 150 km



*Fig. 2.* Instantaneous amplitude and wiggle trace time section (in black) of PGT-1. Colours indicate the size of amplitudes after amplitude restoration. Violet shows the highest amplitudes, then consecutively red, green and blue indicate amplitude reduction.

The lowest amplitudes are shown in yellow

2. ábra. A PGT-1 pillanatnyi amplitúdó és rajta (feketével) a hullámírásos időszelvénye.

A színezés az amplitúdóhelyreállítás utáni amplitúdó nagyságot jelzi. Lila mutatja a legnagyobb amplitúdókat, majd piros, zöld és kék jelzi az amplitúdó csökkenést.

A legkisebb amplitúdók sárga színnel kerültek megjelenítésre

*Fig. 3.* On the time section of instantaneous amplitudes of PGT-1 a sketch is marked of the system of deep shear zones. In the section presented are the pre-Neogene basement, the crust-mantle boundary and the assumed lithosphere-asthenosphere boundary

*3. ábra.* A PGT-1 pillanatnyi amplitúdó időszelvénye mély nyírási zónarendszerekkel. A szelvényen a preneogén medencealjzat, a kéreg-köpeny határ és a feltételezett litoszféra-asztenoszféra határ is látható

NNW

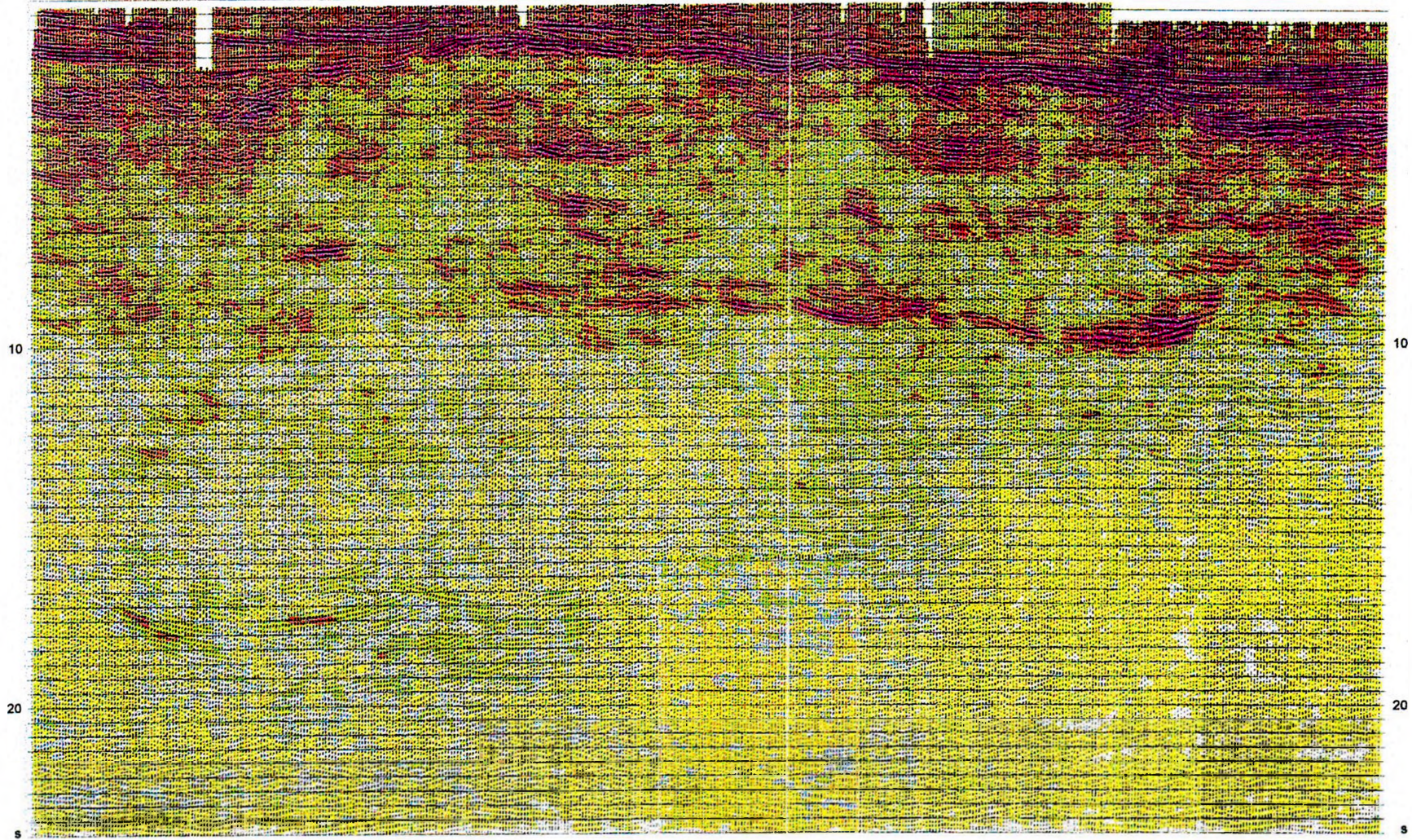
SSE

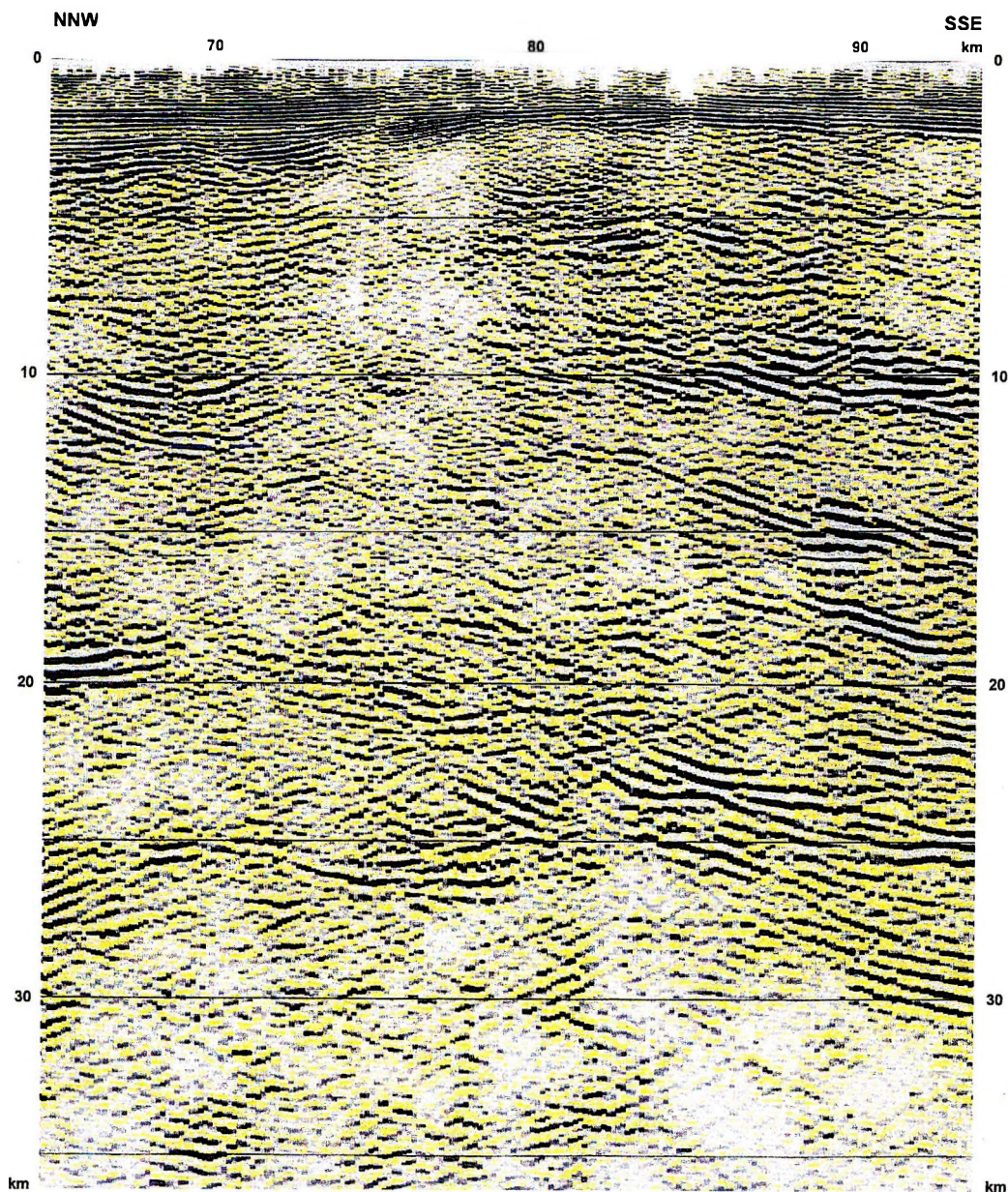
50

100

150

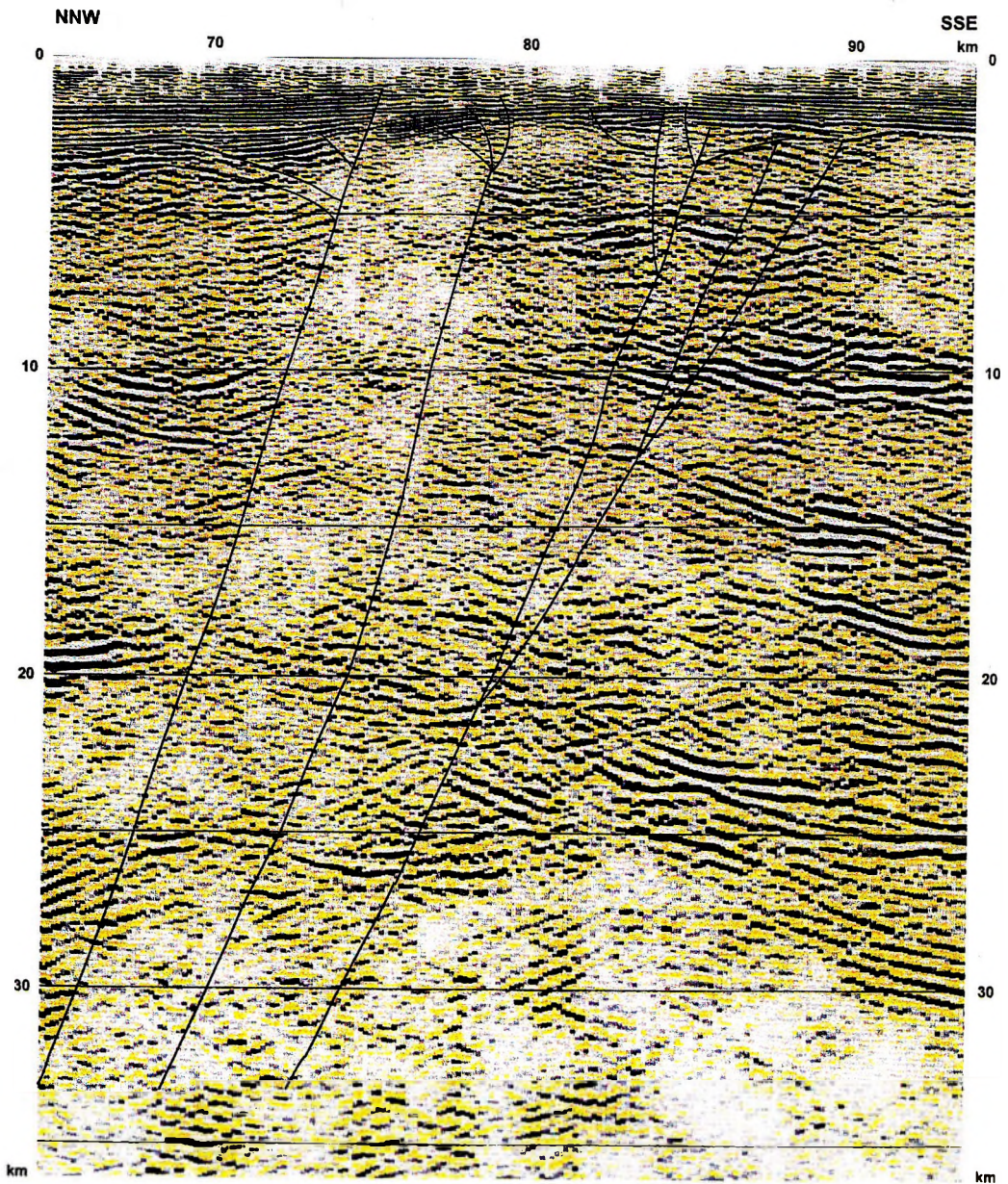
km





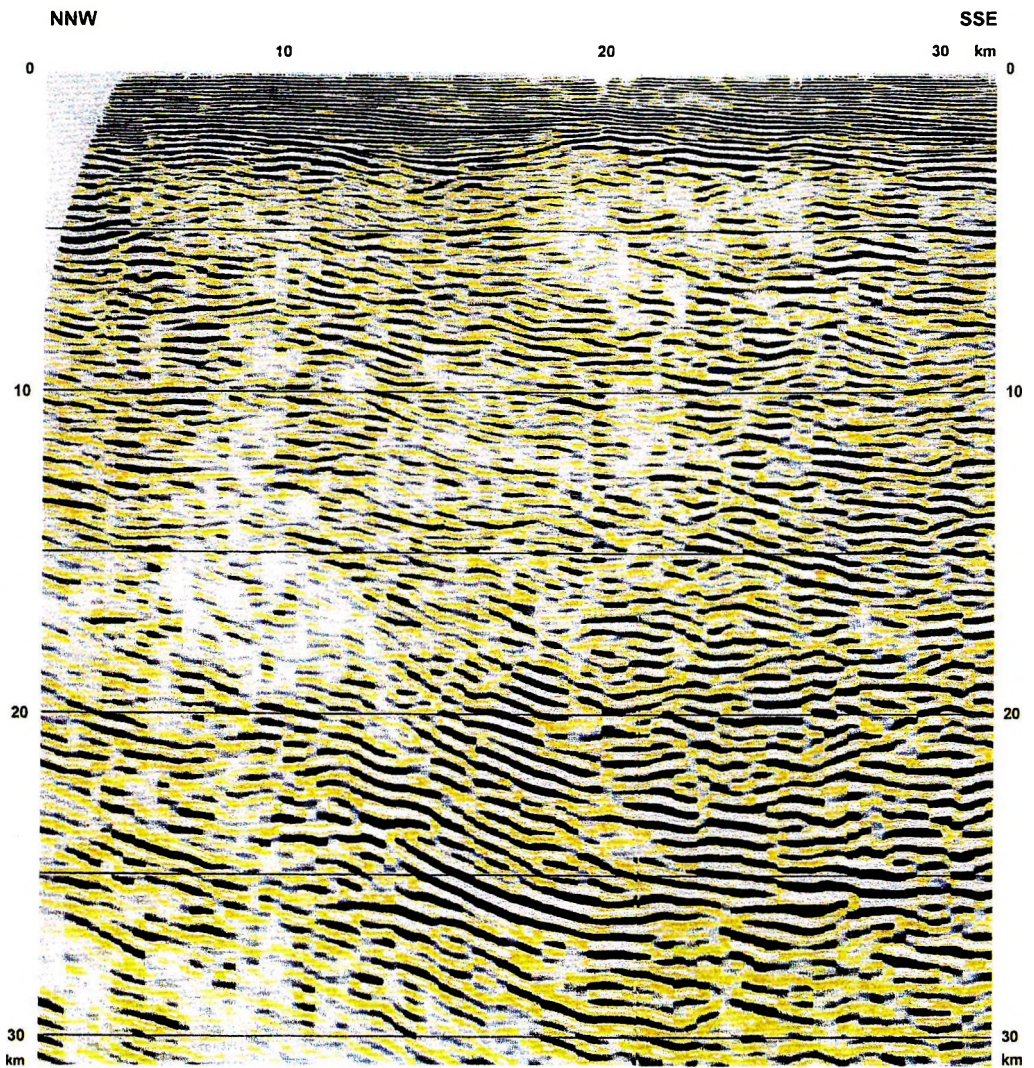
*Fig. 4.* Part of the migrated depth section of PGT-1 [POSGAY et al. 1995] beneath the Szolnok Flysch Belt. In the zone dipping steeply to NNW in the section, reflections appear with amplitude lower than those in their surroundings

*4. ábra.* A PGT-1 migrált mélységszelvény [POSGAY et al. 1995] Szolnoki Flis öv alá eső része. A szelvényben ÉÉNy felé, meredeken dőlő zónában a reflexiók a környezetükhöz viszonyítva kisebb amplitúdókkal jelentkeznek



*Fig. 5.* Deep shear zones in the part of the migrated depth section of PGT-1 beneath the Szolnok Flysch Belt. Along the shear zones the amplitude, dip and continuity of reflections are changing

5. ábra. A PGT-1 migrált mélységszelvény Szolnoki Flis öv alá eső részén értelmezett mély nyírási zónák. A nyírási zónák mentén a reflexiók amplitúdója, dőlése és folyamatossága is megváltozik



*Fig. 6.* Part of the migrated depth section PGT-3 around the Szolnok Flysch Belt. The portion with reflections of reduced energy can be seen between 5 and 24 km

*6. ábra.* A PGT-3 migrált mélységsvélvény Szolnoki Flis öv környéki része. A csökkent energiájú reflexiókkal jelentkező rész 5 és 25 km között vázolható

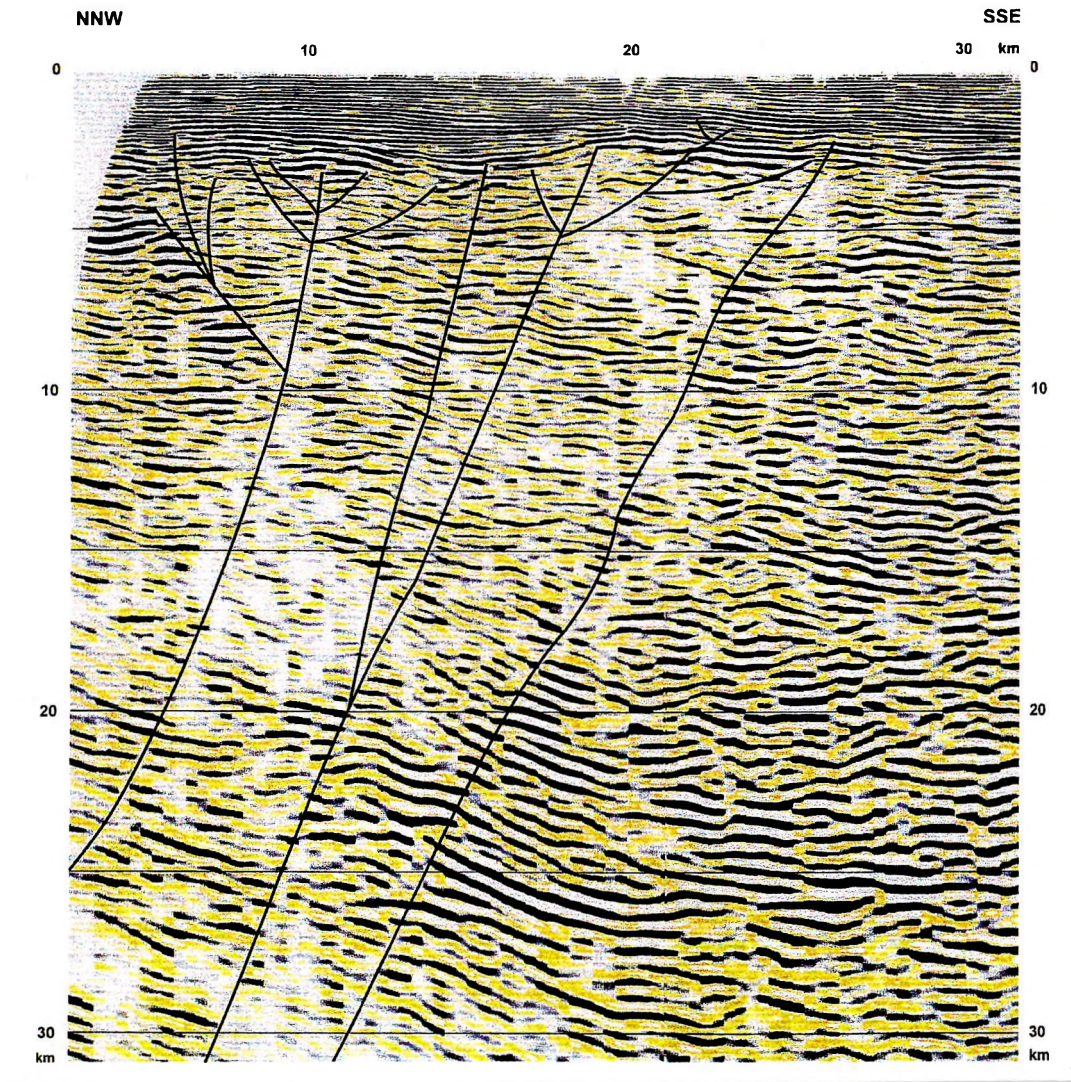


Fig. 7. Deep shear zones interpreted in a part of the migrated depth section PGT-3 beneath the Szolnok Flysch Belt. In spite of the relatively great distance between profiles PGT-1 and PGT-3 a close similarity is observed in the structure of the zone system

7. ábra. A PGT-3 migrált mélységsvelvény Szolnoki Flis öv alá eső részén értelmezett mély nyírási zónák. A PGT-1 és a PGT-3 szelvény közötti viszonylag nagy távolság ellenére szembevető hasonlóságot találunk a zónarendszer felépítésében

the amplitude, dip and continuity of the reflections along the delineated shear zone are changing. The effect of the deep shear zones is clearly seen at the depth of the crust–mantle boundary (around 25–26 km) and below it, too.

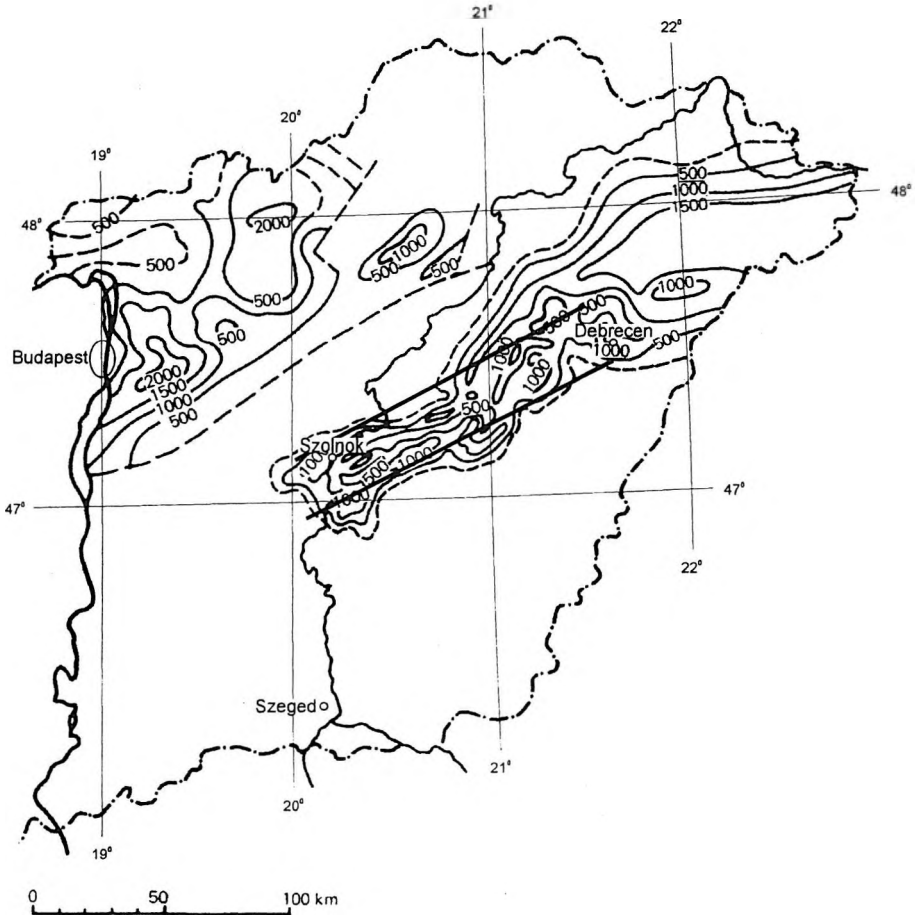
Profile PGT–3 crosses the Flysch Belt nearly parallel to profile PGT–1 at about 45 km to the WSW of it. It was also processed in almost similar steps as profile PGT–1 [POSGAY et al. 1995]. A portion of the depth section is seen in *Fig. 6*. That part with reflections of reduced energy is apparent between 5 and 24 km (*Fig. 7*). In spite of the relatively great distance between the two profiles a striking similarity can be observed in the structure of the zone system. The main characteristic features of the structure of the zone system — as outlined on the basis of deep reflection profiles — can also be recognized in several regional reflection profiles of hydrocarbon exploration, hence the assumption of the existence of a zone system between profiles PGT–1 and PGT–3 and to the ENE of PGT–1. On the basis of this we have drawn the zone system on the structural geological map of Hungary (at the depth of the pre-Neogene basement, *Fig. 1*).

BÉRCZI et al. [1981] produced a thickness map of Paleogene sediments (*Fig. 8*). The system of zones beneath the Flysch Belt — assumed on the basis of measurements for investigating the lithosphere and asthenosphere — is indicated by two lines on this map. The Paleogene sediments are thicker in the area of the zone system than farther away. A similar result is shown by comparison of the maps of Paleogene, Eocene and Oligocene flysch plotted by NAGYMAROSY [1998].

On the map ‘Oil and Gas Fields of the Carpathian-Pannonian Region’ by DANK [1988] green spots indicate the known oil fields, red spots the known gas, and the blue ones the mixed fields (*Fig. 9*). Lines marked PGT–1, 2, 3, 4 show the location of lithosphere and asthenosphere exploration profiles. The zone system beneath the Flysch Belt — assumed on the basis of deep reflection surveys — is indicated by two orange lines. Plenty of gas and mixed fields are known within the belt of the shear zone system. It is hoped that a knowledge of the deep structures will contribute to further successful exploration of the zone.

### 3. Probability of the existence of deep shear zones

A shear zone penetrating down to the asthenosphere was determined in the area of Biharkeresztes–Hosszúpályi from deep reflection investigations of the lithosphere and asthenosphere. These separated portions of the lithosphere



*Fig. 8.* Paleogene sediments become thicker over the system of laterally dislocated shear zone beneath the Szolnok Flysch Belt. [Modified after BÉRCZI et al. 1981]. On the thickness map of Paleogene sediments the assumed zone system is marked with two lines *8. ábra.* A Szolnoki Flis öv alatti, oldalelmozdulásos, nyírési zónarendszer felett a paleogén üledékek kivastagodnak [BÉRCZI és társai. 1981 alapján módosítva]. A paleogén üledékek vastagságtérképén a feltételezett zónarendszert két vonal jelzi

show differing structures which seem to suggest a wrench fault [POSGAY et al. 1979, 1981, 1986, POGÁCSÁS et al. 1989].

LEMISZKI and BROWN [1988] report deep reflection profiles crossing the Saint Andreas, the Great Glen, and the Bray shear zones, all of which show near vertical sections, 5–10 km wide, free of reflections in the crust. Parallel to the Saint Andreas zone the values of gravity anomalies, and the resistivity and

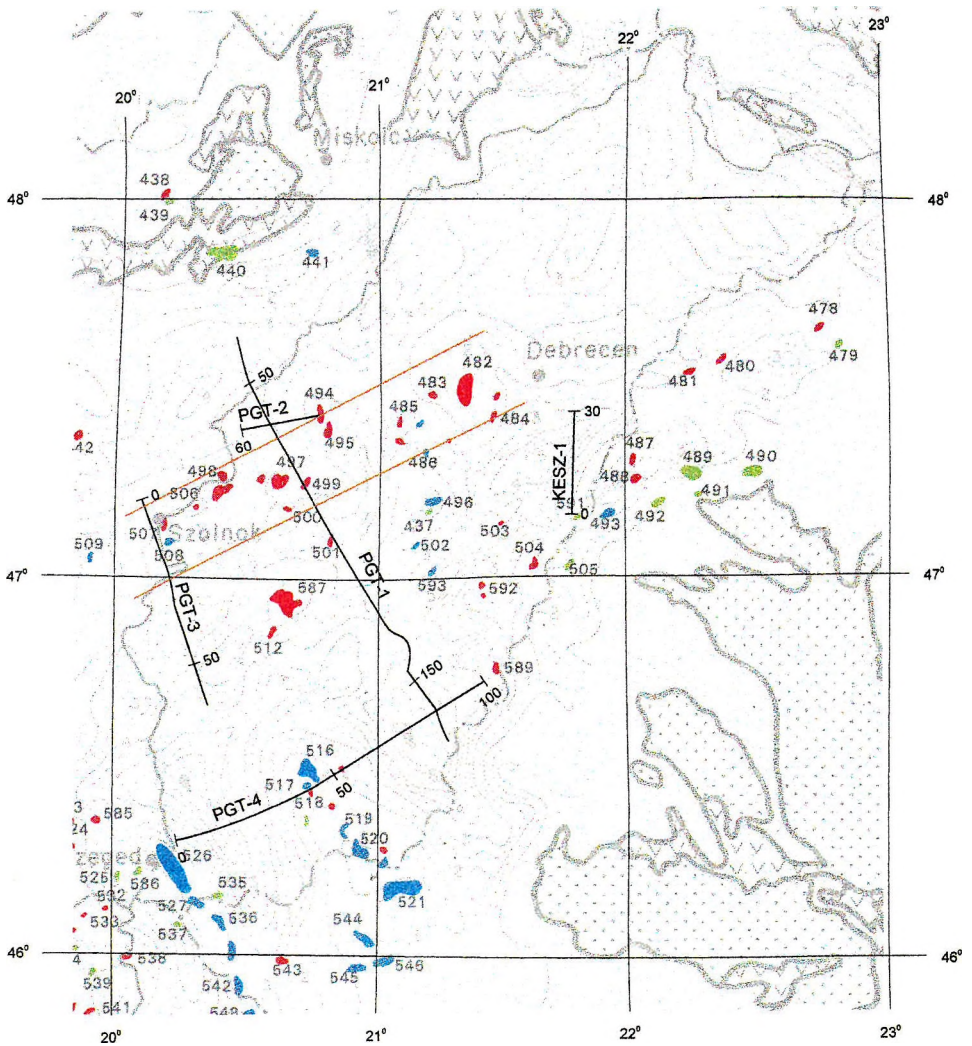
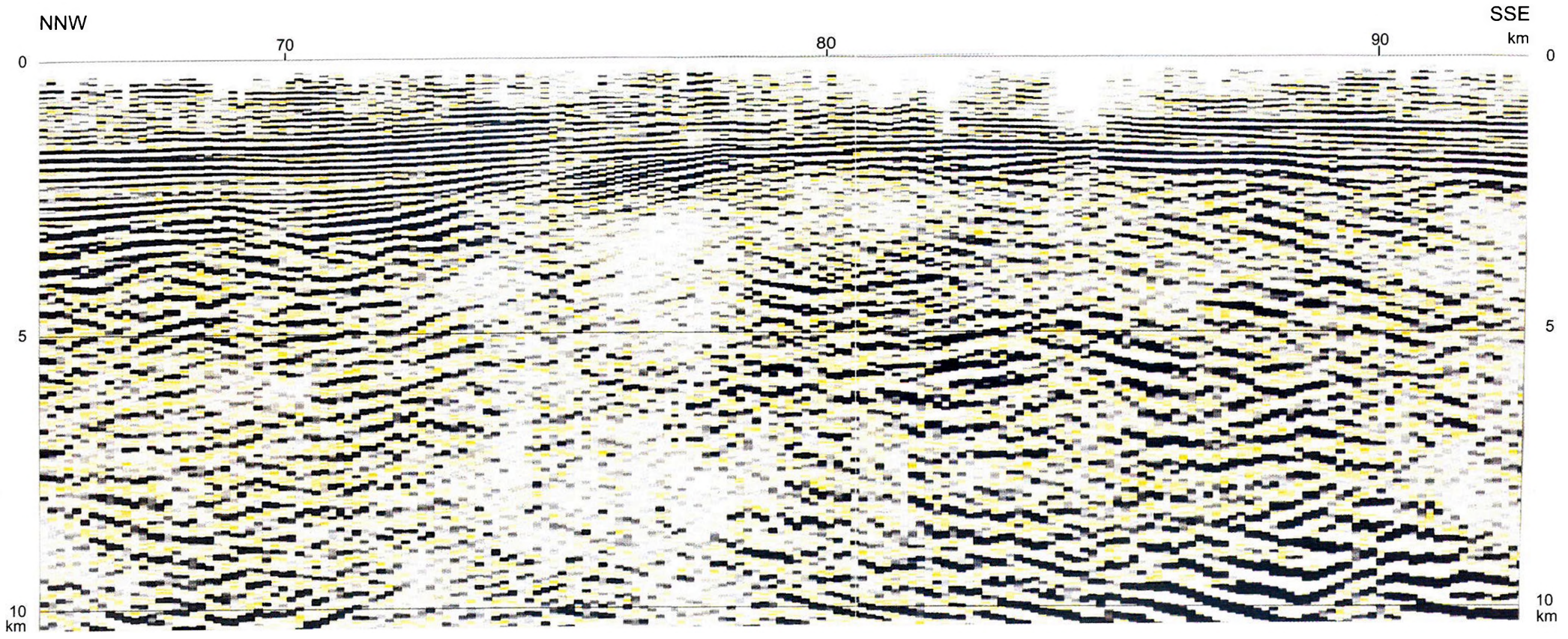


Fig. 9. A number of hydrocarbon fields are known along the shear zone system beneath the Szolnok Flysch Belt [using data of DANK V. 1988]. The zone system — assumed on the basis on measurements from lithosphere and asthenosphere investigations — is indicated by two orange lines. Green spots indicate the known oil fields, red spots the known gas, and the blue ones the mixed fields

9. ábra. A Szolnoki Flis öv alatti nyírás zónarendszer mentén számos szénhidrogén mező ismert [DANK V. 1988. felhasználásával]. A — litoszféra és asztenoszféra kutató mérések alapján feltételezett — zónarendszert két narancssárga vonal jelzi. Zöld foltok az ismert olaj, piros a gáz és kék a kevert gázú mezőket jelöli

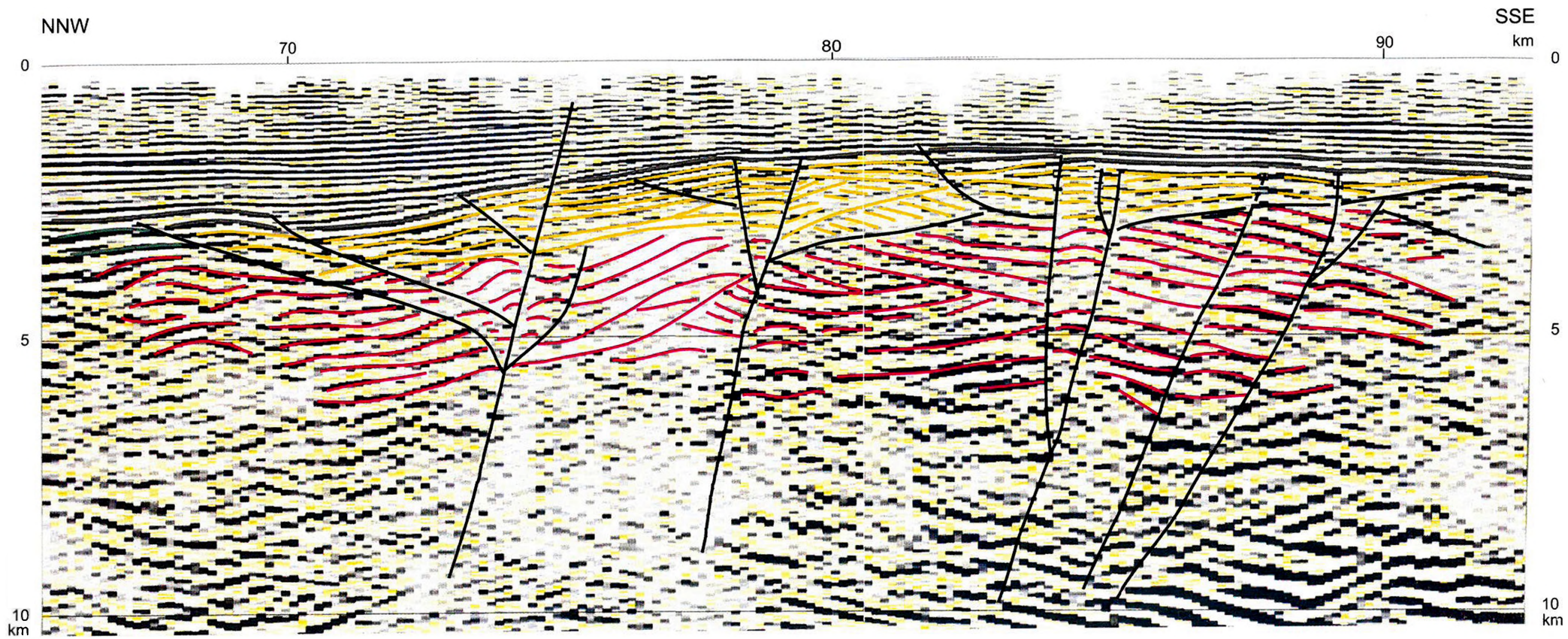
*Fig. 10.* Enlarged portion of reflection depth section PGT-1 showing the Szolnok Flysch Belt

*10. ábra.* A PGT-1 reflexiós mélységszelvény Szolnoki Flis övi részének kinagyított részlete



*Fig. 11.* Interpretation of a part of the reflection depth section PGT-1 for the Szolnok Flysch Belt. Brown indicates Miocene beds older than Pannonian, orange the assumed flysch series, green the magmatic beds of Lower Cretaceous age and violet the flysch basement of unknown age. The laterally dislocated zone must be older than the flysch since its influence can also be recognized in the basement of flysch and certain shear zones cannot be detected in the flysch series. The shear zone system revived subsequently several times. Certain shear zones can be followed upwards almost to the surface

*11. ábra.* A PGT-1 reflexió mélységszelvény Szolnoki Flis övi részének értelmezése. Barna a pannóniaiánál idősebb miocén rétegeket, narancssárga a feltételezett flis rétegsort, zöld az alsó krétakorú bázikus magmás rétegeket és lila az ismeretlen korú flis fekvését jelöli. Az oldalelmozdulásos zóna idősebb lehet a flisnél, mert hatása a flis fekvésében is kivehető és egyes nyírási zónák a flis rétegsorban nem mutathatók ki. A nyírási zónarendszer a későbbiekben többször felújult. Egyes nyírási zónák majdnem a felszínig nyomozhatók



seismic velocities also show a decrease. The depth and reflection patterns of the crust–mantle boundary, moreover in particular sections the complete seismic image undergo a substantial change at the shear zone. Along the Great Glen zone significant strike slip occurred in the Upper Paleozoic. On the sides of the shear zone the velocities are anomalous. The belt free of reflections beneath the Great Glen zone continues even in the upper mantle. The disturbed reflections of the Bray-Vittel shear zone crossing the Paris Basin can also be followed as deep as the bottom of the crust.

MCBRIDE [1994] discusses the 150 km long Walls Boundary zone in the continuation of the Great Glen zone. Reflections of the middle and lower crust cut off along a near vertical zone, and the reflection picture also changes.

STERN and MCBRIDE [1998] report — relying on results of deep seismic measurements — that both inactive Paleozoic and active recent wrench faults cross a substantial part of the crust. Vertical shift of the crust-mantle boundary and a pressure phenomenon as well can be revealed at the active and young wrench faults. A 20 km change in crust thickness was detected at the Alpien wrench fault in New Zealand. Rupture in the crust–mantle boundary may persist for several tens of millions of years. At the Norumbega zone attached to the structure of the Appalachian Mountains — which, in the opinion of Stern and McBride, forms the continuation of the Walls Boundary and Great Glen zones — the crust–mantle boundary slopes towards the zone [DOLL et al. 1996]. In the north part above it one can also infer curved horizons.

Interpretation of measurements for investigating the lithosphere and asthenosphere in SE Hungary showed in the western part of the row of depressions — running in the WSW–ENE direction from the SW of Hungary to the Mid-Transylvanian Range — slightly reflecting shear zones dipping to the NE, while in its eastern part dipping to the SW, along which in both the synrift and postrift phase substantial movement (sliding for many kilometers, with possible strike slip) took place towards the elevation of the asthenosphere rising to small depth in the central part. Between the parts containing components moving in opposite directions a system of steeply dipping shear zones has developed [POSGAY et al. 1996, 1997].

These results unambiguously show the existence of deep shear zones which penetrate the mantle lithosphere. To understand their formation it is advisable to examine localized strain — possible in the lower crust and upper mantle — since its results have evolved as late as the last few decades.

The duration of stress changes in the Earth may vary from seconds to several hundreds of millions of years. Rocks may respond flexibly, rigidly and also plastically to the formation of a stress field. At a third or a half of the melt-

ing temperature corresponding to the depth of rocks — i.e. around  $1/3-1/2 T_m \leq T$  — rocks gradually become ductile; in other words: in an ideal case strain increases with constant stress [RANALLI 1995]. In the opinion of researchers describing the well known rheological model of the lithosphere [CHEN and MOLNÁR 1983, KUSZNIR and PARK 1987, STREHLAU and MEISSNER 1987] several ductile zones can be assumed in the lithosphere. The last named authors suggest that strain in the lower crust is possible through local and distributed ductile flow. This was concluded either from rocks exposed on the surface which may have formed under conditions of the lower crust and show significant deformation and syntectonic recrystallization, or from laboratory creep experiments performed at high pressure and temperature, where steady-state flow, recrystallization and ductile faulting were observed.

SCHOLZ [1988] discusses a brittle-plastic transitional zone between the brittle zone (where strain takes place by sliding friction) and the ductile zone. The depth of the transitional zone is determined by the initial temperature of the plastic behaviour. At atmospheric pressure this was determined for quartz at about 300 °C; for feldspars it was around 450 °C. According to the discussed model, earthquakes are usually generated in brittle zones, but big earthquakes may also spread into a portion of the transitional zone (by localized shearing). Under smaller stresses, rocks behave plastically in the transitional zone. Scholz says that experimental data cannot be accurately projected into nature. For quartz, plastic strain may be associated with metamorphism of the green slate facies (300 °C), for feldspars with the amphibolite grade of metamorphism (450–500 °C).

Rocks recrystallized at high temperature under the effect of tectonics keep their crystalline structure if they reach the upper lithosphere relatively quickly. Conclusions on the condition of origin can be drawn from the structure of dynamically recrystallized rock grains. Lherzolites known in the ophiolitic Voltri massif in NW Italy (around Genoa, between the Alps and the Appennines) contain several overthrust fragments of the mantle lithosphere. DRURY et al. [1991] concluded shear localization in space. According to the description of VISSERS et al. [1995] substantial shear zones originate such a way in the Jurassic. One of the zones is several km wide and formed at temperatures of 920–1040 °C. The microstructure of rocks allowed one to infer intensive syntectonic recrystallization of olivine and clinopyroxene that was accompanied by a significant reduction of grain size. The zone is intersected by recrystallized mylonite zones of ultrafine (10 – 150  $\mu\text{m}$ ) grains as wide as 200 m, which formed in the temperature range of 990 – 550 °C. This structure is cut by gabbro and basaltic veins of mid-ocean ridge basalt (MORB) type.

The microstructure of the mylonite zone may have originated by grain size reduction in the initial period of rift formation. (The strength of olivine lessens substantially with decreasing grain size). It was concluded from shear zones and the mylonites intersecting them that the deformation of the upper mantle in the Piemont-Ligurian region occurred in a network of locally limited, relatively narrow, fine grained, water-carrying mylonite zones whose rheology determined the strength of the mantle lithosphere. It is assumed that strain took place in the crust in a similar system of weakened penetrating shear zones.

The described features outline the results which verify the possibility of the formation of localized shear zones embracing the complete lithosphere. However, a great many details await clarification. On examining the uncertainty concealed in assumptions about the composition and structure of the lithosphere, the distribution of temperatures in the lithosphere, the scattering of experimentally determined rheological parameters of rocks, the quantity and pressure of pore fluids assumed for various depths, and the information about brittle and ductile behaviour, FERNANDEZ and RANALLI [1997] stated that a better knowledge of the rheological parameters of the lithosphere, furthermore refinement of dynamic models are needed in order to understand the physical processes causing zonal failures extending throughout the whole lithosphere — localization of the extent, and the weakening and strengthening of the lithosphere — and, moreover, the interaction of tectonic forces and rheological parameters depending on space and time.

#### 4. Interpretation

Examination of a portion of profile PGT-1 which visualizes the pre-Neogene series (*Fig. 10*) provides us with some clues that help towards an understanding of the bedding and structural conditions of the flysch. One possible interpretation is seen in *Fig. 11*. Brown colour indicates Miocene beds older than Pannonian (Sarmatian and Badenian), orange the assumed flysch series, green the volcanic and volcano-sedimentary layers of Lower Cretaceous age and violet the flysch basement of uncertain age.

Within the flysch series sedimentation gaps can be inferred at several sites. This is particularly conspicuous between profile kilometers 79–82. This notion is in good agreement with the result of nannoplankton investigations by NAGYMAROSY and BÁLDI-BEKE [1993], according to which the complex of beds is not continuous but can be divided into several series of sediments: Up-

per Cretaceous, Paleocene–Lower Eocene, Middle–Upper Eocene, Oligocene, Lower Miocene (only in Máramaros).

As to the age of the flysch basement, there are only a few drill-hole data available from the marginal zone of the flysch. The flysch series of thicker development was not drilled through in the vicinity of PGT–1. According to KOVÁCS *et al.* [1996–1997] the Upper Cretaceous–Paleogene flysch is deposited on a polymetamorphic basement.

At the bottom of the flysch unit assumed on the basis of Fig. 11 a layered massif, i.e. sedimentary rocks, can be inferred. From gravels coming from the erosion of rocks of Jurassic age found in Eocene and Miocene conglomerates in the area, SZEPESHÁZY [1973] concludes the general occurrence of Jurassic formations. He suggests that the practically continuous sedimentation in the Jurassic and Lower Cretaceous was interrupted at the end of the Albian stage by the Austrian orogenic phase. On the basis of data published by him and of the seismic fabric, the bottom of the flysch unit can probably be considered to be a Jurassic complex which may perhaps be analogous with the Mesozoic series of layers of the Mecsek zone.

According to the idea outlined in Fig. 11, at the dislocation of the shear zone system under the influence of transpression, the underlying layers folded, meaning that their consolidation was not finished during the discussed tectonic phase, thus their response to the stresses was not fully brittle. Such an idea leads us to suggest that certain elements of the shear zone system came into being as early as the Austrian Orogeny, or recurred again at that time. This suggestion seems to be supported by the faulting in Fig. 11, which breaks off at the bottom of the flysch around 75 km, permitting one to infer that certain shear zones are older than the flysch layers.

Deposition of the Upper Cretaceous–Paleogene flysch series may have been promoted by the zone system being drawn apart through the formation of a trough. From cycles of sedimentation and gaps as described by NAGYMAROSY and BÁLDI-BEKE [1993] conclusions can be drawn about the formation of a graben along the shear zone system, and — at the time of sedimentation gaps — about elevation (see Fig. 11 around km 70). Pressure forces causing elevation may have pushed flysch sediments to the edge of the zone system. Turbulent sedimentation conditions of the Middle and Upper Eocene complex permit one to infer substantial sinking of the graben system during the Eocene period.

The shear zone system revived several times after the bottom of the flysch series had completely consolidated. A dislocation prior to the Miocene (assumed to have taken place at the end of the Oligocene) can be inferred from

shear zones reaching their end at the bottom of the Miocene (around km 76 and 85). It is a characteristic feature — common to the zones which also cut off Miocene (Badenian) beds at the bottom of the Neogene layers, but hardly if at all disturb the Pannonian beds (assumed around km 73, 78, 79, 82) and to shear zones of the end of the Oligocene — that they branch out from older ones near the bottom of the flysch. If the experimental model of RIEDEL [1929] is taken into account it can be assumed that in the period of shearing even the flysch series was similar in behaviour to the upper layer of Riedel, i.e. consolidation had not yet been completed and faults that formed in it (to be approximated by a heliocoidal surface) set out from around where the surface of the already consolidated flysch basement met the earlier shear zones.

Along the shear zone encountered at the bottom of the Pannonian series (in Fig. 11 around profile km 73) a dislocation may have taken place at the beginning of the Pannonian period. The Miocene beds seem here to have been overthrown on the lowest Pannonian layers. Such an interpretation is in agreement with detailed tectonic investigations carried out on hydrocarbon exploration profiles around Szolnok. The lower Pannonian transpressional phase was attributed by D. LÖRINCZ [1996, 1997] to the revival of lateral dislocation at the end of the Oligocene–beginning of the Miocene.

Lateral dislocation that strongly affected younger Pannonian beds can be inferred at the deep shear zone assumed around km 75. On the basis of the seismic image the multiple revival of this zone can be assumed. Investigations around Szolnok indicate that even a quite young (Pliocene–Quaternary) revival took place [D. LÖRINCZ 1996, 1997].

## **5. Conclusions**

In the Szolnok–Máramaros Flysch Belt the Cretaceous–Paleogene layers formed probably in a marine trench which at present runs in the ENE–SSW direction and consists of subbasins of different depths varying in time, too. Though it cannot be directly proven, coincidence of flysch sediments with the area of the shear zone allows one to infer that — at the end of the Senonian–beginning of the Paleogene — extensional movements within the zone may have played a major role in the formation of the sedimentary basin of the Szolnok Flysch Belt. On the basis of seismic reflection results the shear zone system can be inferred both in the elastic-brittle and ductile part of the crust, moreover even in the upper range of the upper mantle, i.e. it can be assumed that it crosses a substantial part or the whole of the lithosphere. Individual elements of the zone system may have taken shape already during the Middle Creta-

ceous (or even earlier). The seismic sections offer a clear indication of the system of transpressional lateral dislocations which at the end of the Oligocene or beginning of the Miocene led to the compression then to the elevation of the flysch basin. Positive flower structures to be linked with lateral dislocations reviving in the wake of the Middle Miocene — shearing also the sediments of the Middle Miocene — created the elevated paleo-relief which forms a part of the basement of the Pannonian sedimentary basin (Fig. 11). Movements along the zone system reviving several times and based on the evidence of seismic sections had an influence as late as the beginning of the Pannonian period s.l.

### Acknowledgements

This paper was prepared with support from the OTKA theme (T 019950) 'Investigation of the regularities of fault systems by the use of deep seismic results'. We are obliged to István Albu, dr Tamás Bodoky, dr Károly Szentgyörgyi, and Ernő Takács for their valuable advice during the investigations, to Zoltán Timár, Mrs. Ilona Jánváry and Tibor Gúthy for the excellent processing of the sections, and to Mrs. Erzsébet Banciu and Mrs. Erzsébet Ráner for the careful execution of the drawings.

We should also like to express our thanks to the reviewers Éva Kilényi, László Cserepes and to Harvey Shenker for their highly constructive observations.

### REFERENCES

- BÉRCZI I., KÓKAI J., DANK V., SOMFAI A. 1981: Some new results for petroleum geology obtained by hydrocarbon exploration wells drilled in the Hungarian part of the Pannonian Basin. *Earth Evolution Sciences* **3–4**, pp. 301–306
- CHEN W. P., MOLNÁR P. 1983: Focal depths and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* **88/B5**, pp. 4183–4214
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F., KOVÁČ M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* **208**, pp. 221–241
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics* **297**, pp. 51–71
- DANK V. 1988: Petroleum geology of the Pannonian Basin, Hungary: An Overview. Map 4. Oil and gas fields of the Carpathian-Pannonian Region. *In: The Pannonian Basin, a study in basin evolution. Eds.: ROYDEN L. H., HORVÁTH F., AAPG Memoir* **45**, pp. 319–331

- DANK V., FÜLÖP J., ÁDÁM O., BARDÓCZ B., BÉRCZI I., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., HORVÁTH F., JÁMBOR Á., KARSAI M., NAGY E., POGÁCSÁS Gy., RÁNER G., RUMPLER J., SÍKHEGYI F., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., ZELENKA T. 1990: Tectonic map of Hungary. Geological atlas of Hungary 1:500 000. Issued by the Hungarian Geological Institute, Budapest
- D. LŐRINCZ K. 1996: Determining the history of the stress field on the basis of multiphased tectonism identified on seismic sections in the western margin of the Szolnok Flysch Belt (In Hungarian). *Magyar Geofizika* 37, 4, pp. 228–246
- D. LŐRINCZ K. 1997: Detailed tectonic investigation on the western margin of the Szolnok Flysch Belt relying on seismic and deep drilling data (In Hungarian). Ph D dissertation. ELGI Archives
- DOLL W. E., DOMORACKI W. J., COSTAIN J. K., ORUH C., LUDMAN A., HOPECK J. T. 1996: Seismic reflection evidence for the evolution of a transcurrent fault system: the Norumbega fault zone, Maine. *Geology* 24, pp. 251–254
- DRURY M. R., VISSERS R. L. M., VAN der WAL D., STRATING E. H. H. 1991: Shear localisation in upper mantle peridotites. *Pageoph.* 137, 4, pp. 439–460
- FERNANDEZ M., RANALLI G. 1997: The role of rheology in extensional basin formation modelling. *Tectonophysics* 282, pp. 129–145
- GYÖRFI I., CSONTOS L., NAGYMAROSY A. 1998: Early Tertiary structural evolution of the border zone between the Pannonian and the Transylvanian basins. *In: Integrated Basin Studies. Eds.: DURAND B., HORVÁTH F. Geol. Soc. London Spec. Publ.* pp. 251–269
- KOVÁCS S., SZEDERKÉNYI T., ÁRKAI P., BUDA Gy., LELKES-FELVÁRI Gy., NAGYMAROSY A. 1996–1997: Explanation to the terrane map of Hungary. *In: Terrane maps and terrane descriptions. Eds.: PAPANIKOLAOU D., SASSI F. P. Ann. Geol. des Pays Helléniques. IGCP Project No 276. Athens.* pp. 271–330
- KÖRÖSSY L. 1959: Flysch-type formations of the Great Hungarian Plain (In Hungarian). *Geological Transactions* 89, 2, pp. 115–124
- KUSZNIR N. J., PARK R. G. 1987: The extensional strength of continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *In: Continental Extensional Tectonics. Eds.: COWARD M. P., DEWEY J. F., HANCOCK P. L., Geological Soc. Publ.* 28, pp. 35–52
- LEMISZKI P. J., BROWN L. D. 1988: Variable crustal structure of strike-slip fault zones as observed on deep seismic reflection profiles. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, pp. 665–676
- MCBRIDE J. H. 1994: Structure of a continental strike-slip fault from deep seismic reflection: Walls Boundary fault, northern British Caledonides. *J. Geophys. Res.* 99, B12, pp. 23,985–24,005
- NAGYMAROSY A. 1998: Stratigraphical structure and paleogeographical relations of the Szolnok Flysch Belt. *In: Stratigraphy of geological formations in Hungary. Eds.: BÉRCZI I., JÁMBOR Á., Edition MOL Rt. and MÁFI*
- NAGYMAROSY A., BÁLDI-BEKE M. 1993: The Szolnok unit and its probable paleogeographic position. *Tectonophysics* 226, pp. 457–470
- NAGY Z., LANDY I., PAP S., RUMPLER J. 1992: Results of magnetotelluric exploration for geothermal reservoirs in Hungary. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 27, pp. 87–101
- POGÁCSÁS Gy., LAKATOS L., BARVITZ A., VAKARCS G., FARKAS Cs. 1989: Pliocene-Quaternary strike-slips in the Great Hungarian Plain (In Hungarian). *Gen. Geological Review* 24, pp. 149–189

- POSGAY K., ALBU I., BODOKY T., KENGYEL M., KOMJÁTHY J., KORVIN G., KOVÁCS B., NÉMETH G., PETROVICS I. 1979: Seismic methodological and instrumental research (In Hungarian). Annual report of ELGI for 1978. pp. 55–56
- POSGAY K., ALBU I., PETROVICS I., RÁNER G. 1981: Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary. *Earth Evol. Sci.* **1**, pp. 272–279
- POSGAY K., ALBU I., RÁNER G., VARGA G. 1986: Characteristics of the reflecting layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. *In: Reflection Seismology: A Global Perspective. Eds.: BARAZANGI M., BROWN L. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser. 13. Washington.* pp. 55–65
- POSGAY K., SZENTGYÖRGYI K. 1991: Strike-slip fault system crossing the lithosphere in the eastern part of the Pannonian Basin (In Hungarian). *Magyar Geofizika* **32**, 1–2. pp. 1–15
- POSGAY K., BODOKY T., HEGEDŰS E., KOVÁCSVÖLGYI S., LENKEY L., SZAFIÁN P., TAKÁCS E., TIMÁR Z., VARGA G. 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary. *In: Interplay of extension and compression in basin formation. Eds.: CLOETINGH S., D'ARGENIO B., CATALANO R., HORVÁTH F., SASSI W. Tectonophysics* **252**, pp. 467–484
- POSGAY K., TAKÁCS E., SZALAY I., BODOKY T., HEGEDŰS E., JÁNVÁRINÉ K. I., TIMÁR Z., VARGA G., BÉRCZI I., SZALAY Á., NAGY Z., PÁPA A., HAJNAL Z., REILKOFF B., MUELLER St., ANSORGE J., DE IACO R., ASUDEH I. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geophysical Transactions* **40**, 1–2. pp. 1–44
- POSGAY K., BARDÓCZ B., BODOKY T., ALBU I., GUTHY T., HEGEDŰS E., TAKÁCS E. 1997: Approximative determination of the spatial position of deep shear zones in the Hódmezővásárhely–Makó graben and Békés Basin (In Hungarian). *Magyar Geofizika* **38**, 2, pp. 95–123
- RANALLI G. 1995: Rheology of the Earth. Chapman Hall, London, 2<sup>nd</sup> ed., 413 p.
- RIEDEL W. 1929: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt Min. Geol. Pal., Abt. B.* pp. 354–368
- SANDULESCU M. 1988: Cenozoic tectonic history of the Carpathians. *In: The Pannonian Basin, a study in basin evolution. Eds.: ROYDEN L. H., HORVÁTH, F. AAPG Memoir* **45**, pp. 17–25
- SCHOLZ C. H. 1988: The brittle-plastic transition and depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau* **77**, 1. pp. 319–328
- STEGENA L., HORVÁTH F., LANDY K., RUMPLER J. 1994: High-temperature geothermal reservoir possibilities in Hungary. *Terra Nova* **6**, pp. 282–288
- STERN T. A., MCBRIDE J. H. 1998: Seismic exploration of continental strike-slip zones. *In: Deep seismic profiling of the continents. In: General results and new methods. Eds.: KLEMPERER S. L., MOONEY W. D. Tectonophysics* **286**, pp. 63–78
- STREHLAU J., MEISSNER R. 1987: Estimation of crustal viscosities and shear stresses from an extrapolation of experimental steady state data. *In: Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System. Eds.: FUCHS K., FROIDEVAUX C. Geodynamics Series, AGU.* **16**, pp. 69–87
- SZEPESHÁZY K. 1973: Upper Cretaceous and Paleogene formations in the northwestern part of the territory east of the river Tisza (In Hungarian). *Akadémiai Kiadó, Budapest*
- VISSERS R. L. M., DRURY M. R., HOOGERDUIJN STRATING E. H., SPIERS C. I., VAN der WAL D. 1995: Mantle shear zones and their effect on lithosphere strength during continental breakup. *Tectonophysics* **249**, pp. 155–171

ZOLNAI G. 1995: Different types of orogens and orogenic processes, with reference to Southern and Central Europe. *Acta Geol. Hung.* **38**, 2, pp. 131–184

## A Szolnoki Flis öv mélyszerkezete

POSGAY Károly, NAGYMAROSY András, PÁPA Antal, HEGEDŰS Endre,  
D. LŐRINCZ Katalin

A litoszféra és asztenoszféra kutató szeizmikus reflexiók mérések során a Szolnok-Máramarosi Flis öv alatt a kéregben és a köpeny litoszféra felső részén a környezetétől kisebb reflexiók amplitúdóval elkülönülő, a szelvényekben ÉÉNy felé meredeken dőlő zóna mutatkozott. A zóna kis amplitúdójú elsősorban a reflektáló felületek megszakadására és részleges tönkremenetelére, feltételezhetően tektonikai hatásra utalhat. A hazai és a külföldi szakirodalomban számos hasonló példa található, amelyek alapján a megfigyelt jelenség mélyre hatoló, oldalelmozdulások nyírási zónarendszerként értelmezhető. A nyírási zónarendszer az ausztriai orogén fázisban (vagy még előtte) a litoszféra nagy részét átszelő lokalizált nyírással keletkezhetett, majd a későbbiekben többször felújult.

A flis rétegek a nyírási zónarendszer széthúzódásakor keletkezett árokrészekben rakódhattak le. A kompressziós időszakok idején az üledékek feldomborodhattak, kipréselődhetnek, elhordódtak és az üledékképződés megszakadt. Az újabb extenziós időszakokban az üledékképződés többször is megismétlődött. A középső és felső eocén összlet turbulens ülepedési viszonyaiból arra lehet következtetni, hogy az árokrendszer ebben az időszakban volt a legmélyebb.

A nyírási zónarendszer sávjában számos gáz és kevert mező ismert.

### 1. Bevezetés

KÖRÖSSY László 1959-ben közölte a “Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei”-ről az első térképet. Megállapítása szerint az ausztriai orogén idején alakulhatott ki ez az üledékgyűjtő, melyben a felső kréta–paleogén időszakban nagy tömegű üledék rakódott le.

SZEPESHÁZY [1973] szerint a középső és felsőeocén (és a Flis öv K-i részén a kréta) üledékek lerakódása egy — DNyÉK-i irányú, szigetekkel tarkított, kisebb-nagyobb részmedencékből álló — tengervályóban történt, amelyet a tengerből, vagy síkságból hirtelen kiemelkedő, hosszan elnyúló hegláncok, esetleg a tenger szintje fölé nem emelkedő, hosszan elnyúló gerincek határoltak.

CSONTOS és társai [1992] szerint az ALCAPA — Afrika-Arábia és Eurázsia ütközése következtében — kinyomódott ÉK felé és a Magura-óceán szubdukciós küszöbének hátrálása miatt is húzódott ÉK-i irányba. A flis rétegek a Magura óceán partja közelében kontinentális talapzaton rakódtak le. Az ALCAPA egység előrenyomulásakor a flis lerakódás is megszűnt.

NAGYMAROSY és BÁLDI-BEKE [1993] a flist harántoló szénhidrogénkutató mélyfúrásokban talált fossziliákból mélyvízi (és fokozatosan csökkenő vízmélységű, az oligocénben már partközeli) keletkezésre következtettek, amely jelentősen eltér a paleogén medencék self üledékeitől. A jelenlegi árokserű település — véleményük szerint — tükrözheti a keletkezési körülményeket is, de indokolható traszpressziós kialakulással is.

NAGYMAROSY [1998] megállapítása szerint a középső–felsőeocén rétegsorra illik a legjobban a flis elnevezés. A litofácies meredek morfológiájú, mély, normál sósvízi tengermedencére utal, amelytől a part nem lehetett távol.

CSONTOS és NAGYMAROSY [1998], továbbá GYÖRFI és társai [1998] a Középmagyarországi vonalat mély nyírási zónaként értelmezik, amely mentén az ALCAPA rátólódott a Tisza–Dácia terrénösszletre. A Flis öv a terhelés hatására alakulhatott ki a Tisza–Dácia terrénösszlet szélén.

ZOLNAI [1995] véleménye szerint a Szolnoki Flis öv oldalnyírásos mobilis zónaként besúlygyed, majd inverzióval “kihasasosodott”.

D. LŐRINCZ [1996, 1997] a mezozoós takaróképződéssel kezdődően és a kvarterrel bezárólag hét tektonikai fázist különböztet meg.

## 2. A Szolnoki Flis öv alatti mély nyírási zónák

A térségében végzett litoszféra és asztenoszféra kutató mélyreflexiók vizsgálatokból lehet következtetni a Flis övben a kéreg és a köpeny litoszféra főbb szerkezeti elemeire. A mélyszeizmikus reflexiók szelvények helyszínrajza “Magyarország szerkezetföldtani térképe” [DANK, FÜLÖP et al. 1990] egy részletén (1. ábra) látható. A PGT–1 és a PGT–3 jelű mélyszeizmikus szelvény a Flis övet is harántolja.

A 2. ábrán a PGT–1 szelvény pillanatnyi amplitúdó szerint színezett és rajta (feketével) a hullámírásos időszelvénye látható. A színezés az amplitúdóhelyreállítás utáni amplitúdó nagyságot jelzi. Lila mutatja a legnagyobb amplitúdókat, majd piros, zöld és kék jelzi az amplitúdó csökkenést. A legkisebb amplitúdók sárga színnel kerültek megjelenítésre. A neogén üledékösszlet — folyamatos szintjeivel és ezek nagyobb amplitúdójával — jól elkülöníthető a fekvőjét képező konszolidáltabb kéregtől. Ez utóbbi amplitúdói lényegében a pirossal és zölddel megjelölt tartomány között változnak. A — 9 s táján található — kéreg–köpeny határt viszonylag hosszan korrelálható, nagyrészt a lilával és pirossal jelölt nagyságú amplitúdók jelzik. A kéreg–köpeny határ a szelvény DDK-i részén, a Békési medence alatt 8,5 s tájára emelkedik [POSGAY et al. 1995, 1996]. A köpeny litoszféraként értelmezett intervallumban zölddel, kékkel és sárgával jelölt — azaz a kéregénél kisebb — amplitúdótartományba eső beérkezéseket találunk. A lényegében sárgával jelölt, alsó időtartomány az asztenoszféra.

A konszolidált kéregben több, a környezetétől kisebb amplitúdóval elkülönülő, a szelvényben ÉÉNY felé meredeken lejtő zóna található. A zónák kis amplitúdója feltehetőleg a reflektáló felületek megszakadására és részleges tönkremenetelére, a zónabeli sebességeloszlás anomáliára, azaz feltételezhetően tektonikai hatásra utalhat. Ezek között a legszembetűnőbb a Flis öv alatt a 74. és 81 km között, — a kéreg mélységében főleg a zölddel jelzett amplitúdó tartományba eső — sáv. A zóna a kéreg–köpeny határ alatt még kb. 2 s, azaz kb. 8 km vastagságban — kék és sárga színnel — kirajzolódik. A szelvény DDK-i részén is láthatók hasonló jellegű zónák, amelyekből ÉÉK-DDNy irányú nyírási zónákra lehetett következtetni [POSGAY et al. 1997].

A nyírási zónarendszerek, továbbá a preneogén medencealjzat, a kéreg–köpeny határ és a feltételezett litoszféra–asztenoszféra határ vázlata — a PGT–1 színezett pillanatnyi amplitúdó és hullámírásos időszelvényén — a 3. ábrán látható. A PGT–1 mélység-szelvényének [POSGAY et al. 1995] Flis öv környéki részletét a 4. ábra mutatja. A szelvénynek ebben az ábrázolásában is szembeszökő, hogy egy — a szelvényben ÉÉNY felé meredeken dőlő zónában — a reflexiók a környezetükhöz viszonyítva kisebb amplitúdókkal jelentkeznek. A mélység-szelvényen bejelölt zónarendszert (5. ábra) szemlélve megfigyelhető, hogy a vázolt nyírási zónák mentén a reflexiók amplitúdója, dőlése és folyamatossága is megváltozik. A mély nyírási zónák hatása a kéreg–köpeny határ mélységében (25–26 km táján) és alatta is markánsan kirajzolódik.

A PGT–3 litoszféra és asztenoszféra kutató szelvény a PGT–1 szelvényvel közel párhuzamosan, attól NyDNY-ra kb. 45 km-re keresztezi a Flis övet. Feldolgozása is közel hasonló lépésekkel történt mint a PGT–1 szelvényé [POSGAY et al. 1995]. A mélység-szelvény Flis öv környéki része a 6. ábrán látható. A csökkent energiájú reflexiókkal jelentkező rész 5 és 25 km között vázolható

(7. ábra). A két szelvény közötti viszonylag nagy távolság ellenére szembetűnő hasonlóságot találunk a zónarendszer felépítésében. A zónarendszer szerkezetének a litoszféra és asztenoszféra kutató szelvények alapján vázolt főbb jellemzői felismerhetők néhány regionális szénhidrogén kutató reflexiós szelvényen is, ezért valószínűnek látszik a zónarendszer léteének a PGT-1 és PGT-3 szelvények közötti és a PGT-1 -től KÉK-re történő feltételezése is. Ennek megfelelően vázoltuk a zónarendszert Magyarország szerkezetföldtani térképére a preneogén medencealjzat mélységében (1. ábra).

A paleogén üledékek vastagságtérképén [BÉRCZI és társai 1981] a — litoszféra és asztenoszféra kutató mérések alapján feltételezett — zónarendszert két vonal jelzi (8. ábra). A paleogén üledékek a zónarendszer területén kivastagodnak. Hasonló eredményt mutat NAGYMAROSY [1998] paleocén, eocén és oligocén flis elterjedési térképeinek a zónarendszerrel történő összehasonlítása is.

DANK [1988] által közölt "Oil and gas fields of the Carpathian-Pannonian Region" térképen (9. ábra) a zónarendszert két narancssárga vonal jelzi. A nyírási zónarendszer területén számos gáz és kevert mező ismert. A zóna további sikeres kutatásához a közölt mélyszerkezeti ismeretek remélhetőleg hozzájárulhatnak.

### 3. Mély nyírási zónák létezésének valószínűsége

Biharkeresztes-Hosszúpályi térségében, a szelvénymenti litoszféra és asztenoszféra kutató mélyreflexiós vizsgálatok során egy — az asztenoszféráig lenyúló — nyírási zónát határoztak meg, amely eltérő szerkezetű litoszféra részeket különített el úgy, hogy abból oldaleltolódásra lehetett következtetni [POSGAY et al. 1979, 1981, 1986, POGÁCSÁS et al. 1989].

LEMISZKI és BROWN [1988] a Szent András, a Great Glen és a Bray nyírási zónákat keresztező mélyreflexiós szelvényeket ismertet, melyeken a kéregben közel vertikális, 5–10 km széles, reflexiómentes szelvényrészek láthatók. A Szent András zónával párhuzamosan a gravitációs anomáliaértékek, az ellenállás és a szeizmikus sebességek is csökkenést mutatnak. A kéreg–köpeny határ mélysége és reflexiója, sőt egyes szelvényekben a teljes szelvénykép jelentősen megváltozik a nyírási zónánál. A Great Glen zóna mentén a felső paleozoikumban volt jelentős oldalelmozdulás. A nyírási zóna két oldalán a sebességek eltérést mutattak. A Great Glen zóna alatti reflexiómentes sáv a felső köpenyben is folytatódik. A Párizsi medencét harántoló Bray–Vittel nyírási zóna zavart reflexiós sávja is a kéreg aljáig követhető.

MCBRIDE [1994] a Great Glen zóna folytatásában levő 150 km hosszú Walls Boundary zónát ismerteti. A közép és alsó kéreg reflexiói egy közel vertikális zóna mentén megszakadnak és a reflexiók kép is megváltozik.

STERN és MCBRIDE [1998] a mélyszeizmikus mérések eredményei alapján megállapítja, hogy mind az inaktív paleozoós, mind a jelenleg is aktív oldaleltolódások a kéreg jelentős részét vagy egészét harántolják. A kéreg–köpeny határ vertikális elmozdulása és nyomásjelenség is kimutatható az aktív és a fiatal oldaleltolódásoknál. Az új-zélandi alpi oldaleltolódásnál 20 km kéregvastagság változást mutattak ki. A kéreg–köpeny határ megszakadása több tízmillió évig is fennmaradhat. Az Appalache hegység szerkezetéhez kötődő — és értelmezésük szerint a Walls Boundary és a Great Glen zóna folytatását képező — Norumbega zónánál a kéreg–köpeny határ a zóna felé dől [DOLL et al. 1996], felette az É-i részen szintén hajlított szintekre lehet következtetni.

A DK-magyarországi litoszféra és asztenoszféra kutató mérések értelmezése azt mutatta, hogy a DNY Magyarországról az Erdélyi Középhegységbe átnyúló NyDNY–KDK irányú süllyedéskor Ny-i részén ÉK-i dőlésű, a K-i részén DNY-i dőlésű, enyhe lejtésű, reflektáló nyírási zónák alakultak ki, melyek mentén mind a színrift, mind a posztrift fázisban jelentős (sok kilométeres) elmozdulás történt a központi részen kis mélységbe felnyúló asztenoszféra magaslát felé. Az ellentétes mozgási

irányú összetevőket is tartalmazó részek között meredek dőlésű nyírási zónarendszer alakult ki [POSGAY et al. 1996, 1997].

Ezek az eredmények egyértelműen mutatják a köpeny litoszférába is behatoló mély nyírási zónák meglétét. Ezek keletkezésének megértéséhez célszerűnek látszik — az alsó kéregben és a felső köpenyben lehetséges — lokalizált alakváltozással is foglalkozni, mivel ennek eredményei a szűkebb szakirodalomban csak az utóbbi évtizedekben bontakoztak ki.

A Földben a feszültségváltozások ideje másodperctől több száz millió év nagyságrendű lehet. A feszültségtér kialakulására a kőzetek rugalmasan, ridegen és folyékonyan is válaszolhatnak. A kőzet mélységének megfelelő nyomásnál érvényes olvadási hőmérséklet harmadánál, felénél — azaz  $1/3-1/2 T_m \leq T$  táján — fokozatosan duktilisan viselkednek a kőzetek, azaz ideális esetben állandó feszültség mellett növekszik az alakváltozás [RANALLI 1995]. A litoszféra közismert reológiai modelljét leíró kutatók [CHEN és MOLNÁR 1983, STREHLAU és MEISSNER 1987, KUSZNIR és PARK 1987] szerint a litoszférában több duktilis zóna tételezhető fel. Elképzelésük szerint [STREHLAU és MEISSNER 1987] az alakváltozás az alsó kéregben lokális és eloszlott duktilis folyással is lehetséges. Erre következtettek azokból a felszíni kőzetekből, melyek az alsó kéreg viszonyai között keletkeztek és jelentős deformációt és szintektonikus átkristályosodást mutatnak, továbbá a nagy nyomáson és hőmérsékleten végzett laboratóriumi kúszási kísérletekből, amelyekben folyást, átkristályosodást és duktilis nyírást tapasztaltak.

SCHOLZ [1988] a rideg zóna (ahol az alakváltozás csúszó súrlódással történik) és a duktilis zóna között egy rideg–plasztikus átmeneti zónát ismertet. A kvarc–földpát összetételű kőzeteknél az átmeneti zónát ezek plasztikus viselkedésének kezdeti hőmérséklete határozza meg. Atmoszférikus nyomásnál ezt a kvarcnál 300 °C, míg a földpátoknál 450 °C körül állapította meg. Az ismertetett modell szerint a földrengések általában a rideg zónákban keletkeznek, de a nagyobb földrengések az átmeneti tartomány egy részére (lokalizált nyírással) is kiterjedhetnek. Kisebb erőhatásnál a kőzetek az átmeneti zónában plasztikusan viselkednek.

Scholz véleménye szerint a kísérleti adatokat pontatlanul lehet csak a természetbe vetíteni. A kvarcnál a plasztikus alakváltozás a zöldpala fáciesű metamorfózissal (300 °C), a földpátoknál az amfibolit fokú metamorfózissal (450–500 °C) társítható.

A nagy hőmérsékleten a tektonikai hatásra átkristályosodott kőzet, — ha viszonylag gyorsan kerül a felső litoszférába, — megtartja kristályszerkezetét. A dinamikus átkristályosodott közenszemcsék szerkezetéből a keletkezési körülményekre lehet következtetni. Az ÉNy olaszországi (Genova környéki, az Alpok és az Appenninek közötti) ofiolitos Voltri masszívumban ismert lherzolitok a köpeny litoszféra több egymásratalódott töredékét tartalmazzák. DRURY és társai [1991] térben korlátozott nyírásra következtettek. VISSERS és társai [1995] leírása szerint a jurában így jelentős nyírási zónák keletkeztek. Az egyik több km széles és 920–1040 °C hőmérsékleten alakult ki. A kőzetek mikrostrukturájából az olivin és a klinopiroxén erőteljes szintektonikus átkristályosodására következtettek, amely jelentős szemcseméret csökkenéssel járt. A zónát 200 m szélességet is elérő, ultrafinom (10–150  $\mu\text{m}$ ) szemcsézetű átkristályosodott milonit zónák szelik át, amelyek 990–550 °C hőmérséklet tartományban keletkeztek. Ezt a szerkezetet MORB típusú (asztenoszféra összetételű) gabbró és bazalt telérek metszik. A milonit zónák mikroszerkezete a riftesedés kezdeti korszakában szemcseméret csökkenéssel keletkezhetett. (Az olivinnek a szilárdsága jelentősen csökken a szemcseméret csökkenéssel.) A nyírási zónákból és az átszelő milonitokból arra következtettek, hogy a piemonte-liguriai felső köpeny deformációja helyileg korlátozott, viszonylag keskeny, finomszemcséjű, víztartalmú milonit zónák hálózatával történt, melyek reológiája a köpeny litoszféra szilárdságát meghatározta. Feltételezik, hogy a kéregben is hasonló rendszerű, gyengült, átható nyírási zónákban történhetett az alakváltozás.

A leírtak vázolják azokat az eredményeket, amelyek a teljes litoszférára kiterjedő lokalizált nyírási zónák kialakulásának lehetőségét bizonyítják. Sok részlet azonban még tisztázásra vár.

FERNANDEZ és RANALLI [1997] a litoszféra összetétele és szerkezete, a litoszférabeli hőmérséklet eloszlás, a kőzetek kísérletileg meghatározott reológiai paramétereinek szórása, a különböző mélységben feltételezhető pórusfolyadékok mennyisége és nyomása, továbbá a rideg és duktilis viselkedésről tett feltételezésekben rejlő bizonytalanságot vizsgálva megállapították, hogy a litoszféra reológiai paramétereinek jobb ismerete, továbbá a dinamikai modellek finomítása szükséges ahhoz, hogy az egész litoszférára kiterjedő zónamenti tönkremenetelt okozó fizikai folyamatokat — az extenzió lokalizációját, a litoszféra gyengülését és szilárdságnövekedését, továbbá a tektonikai erőknek és az idő és térfüggő reológiai paramétereknek egymásrahatását — megértsük.

#### 4. Értelmezés

A flis rétegek települési és szerkezeti viszonyainak megértéséhez némi támpontot ad a PGT–I szelvény preneogén összleteket megjelenítő részletének (10. ábra) vizsgálata. Egy értelmezési lehetőség látható a 11. ábrán. Barna a pannoniainál idősebb miocén (szarmata és bádeni) korú rétegeket, narancssárga a feltételezett flis rétegsort, zöld az alsó krétakorú vulkanikus és vulkanoszediment rétegeket és lila a bizonytalan korú flis feketű jelöli.

A flis rétegsorban több helyen is üledékhézagra lehet következtetni. Ez különösen a 79. és a 82. szelvénykilométerek között feltűnő. Ez az elképzelés jó összhangban van NAGYMAROSY és BÁLDI-BEKE [1993] nannoplankton vizsgálati eredményével, mely szerint a rétegsor nem folyamatos, hanem több (felső kréta, paleocén-alsó eocén, középső-felső eocén, oligocén, Máramarosban alsó miocén) üledéksorra tagolódik.

A flis feketű korára csak a flis peremi zónájából ismert néhány fűrési adat. A vastagabb kifejlődésű flis rétegsort a PGT–I környékén nem fűrták át. KOVÁCS és társai [1996–97] szerint a felső kréta–paleogén flis polimetamorf aljzatra települ. A flis rétegeknek a 11. ábra szerint feltételezett feketűjében rétegzett összletre, azaz üledékes kőzetre lehet következtetni. SZEPESHÁZY [1973] a terület eocén és miocén konglomerátumaiban talált nagyszámú, júrakorú kőzetek lepusztulásából származó kavicsszemből a júra képződmények általános elterjedésére következtet. Véleménye szerint a lényegében folyamatos júra–alsókréta üledékképződést az albai korszak végén az ausztriai hegységképződési fázis szakította meg. Az általa közölt adatok és a szeizmikus hullámkép alapján a flis rétegek feketűjét júra–kréta összletként valószínűsíthetjük, amely esetleg a Mecseki zóna mezozoos rétegsorával párhuzamosítható.

A 11. ábrán vázolt elképzelés szerint a nyírási zónarendszer transzpressziós hatásra történt elmozdulásakor a feketű rétegek meggyűrődtek, azaz megszilárdulásuk a kérdéses tektonikai fázis idején még nem fejeződött be, így az erőhatásra nem teljesen rideg módon válaszoltak. A gondolatmenet alapján valószínű, hogy a nyírási zónarendszer egyes elemei már az ausztriai orogén idején keletkeztek, vagy felújultak. Ezt az elképzelést látszik alátámasztani a 11. ábrán a flis talpán 75.4 km táján megszakadó elnyíródás is, amelyből szintén arra lehet következtetni, hogy egyes nyírási zónák a flis rétegeknél idősebbek.

A felső kréta–paleogén flis rétegsor ülepedését feltehetőleg a zónarendszer széthúzódása vályúképződéssel is elősegíthette. A NAGYMAROSY és BÁLDI-BEKE [1993] által leírt üledékképződési és megszakadási ciklusokból a nyírási zónarendszer menti árokképződésre, illetve — az üledékhézag idején — kiemelkedésre lehet következtetni (lásd 11. ábra, 70 km körül). A kiemelkedést okozó nyomóerők a flis üledékeket a zónarendszer szélére is kipréselhették. A középső és felső eocén összlet turbulens ülepedési viszonyaiból az árokrendszernek az eocén időszakban történt jelentős elmélyülésére lehet következtetni.

A nyírási zónarendszer a flis összlet feketűjének teljes megszilárdulása után is többször felújult. Egy miocén előtti (feltehetőleg oligocén végi) elmozdulásra következtethetünk a miocén alján (76 és 85 km táján) végződő nyírási zónákból is. A neogén rétegek alján található miocén (bádeni) réte-

geket is elnyíró, de a pannon rétegeket általában kevésbé, vagy egyáltalán nem bolygató (73, 78, 79, 82 km táján feltételezett) zónák és az oligocén végi nyírási zónák közös jellemzője, hogy az idősebb nyírási zónákból a flis talpa táján ágaznak ki. RIEDEL [1929] kísérleti modelljét figyelembe véve feltételezhető, hogy az elnyíródás időszakában a flis rétegsor is még Riedel felső rétegéhez hasonlóan viselkedett, azaz teljes konszolidációja nem történt meg és a benne kialakult (helikoidális felülettel megközelíthető) elnyíródások az — ekkor már konszolidálódott — flis fekü felszínének és a már régebben keletkezett nyírási zónák találkozásának tájáról indulnak ki. A pannon rétegsor alján (73 km táján) található nyírási zóna mentén a pannóniai időszak elején is lehetett elmozdulás. Úgy látszik, hogy a miocén rétegek itt a legalsó pannon rétegekre is rátolódtak. A pannóniai rétegeket is erőteljesen igénybe vevő oldalelmozdulásra következtethetünk a 75 kilométer táján feltételezhető mély nyírási zónánál. A hullámkép alapján ennek a zónának sokszoros felújulása tételezhető fel.

### 5. Következtetések

A Szolnok–Máramarosi Flis övben a kréta–paleogén flis rétegek valószínűleg egy — KÉK-NyDny irányú, időben is változó mélységű részmedencéből álló — tengervályúban keletkeztek. Bár direkt módon nem bizonyítható, a flis üledékek és a nyírási zóna elterjedési területének egybeesése arra enged következtetni, hogy a szenon végén–paleogén elején a zónában lezajlott extenziós jellegű elmozdulásoknak is komoly szerepe lehetett a Szolnoki Flis üledékgyűjtőjének kialakulásában. A nyírási zónarendszerre a kéreg rugalmas-rideg és duktilis részében, továbbá a felső köpeny felső tartományában is következtethetünk a litoszféra és asztenoszféra kutató szeizmikus, reflexiós eredményekből, azaz feltételezhető, hogy az a litoszféra jelentős részét, esetleg a teljes litoszférát harántolja. A zónarendszer egyes elemei már a középső kréta idején (vagy még korábban) kialakulhattak. A szeizmikus szelvényeken jól észlelhető az a transzpressziós oldalelmozdulás rendszer, amely az oligocén végén, vagy a miocén elején a Flis medence kompresszióját, majd kiemelkedését idézte elő. Az oldalelmozdulásokhoz kapcsolható pozitív virágszerkezet struktúrák a középső miocén után felújulva — a középső miocén üledékeket is elnyírva — hozták létre azt a kiemelt paleo-reliefet, amely a pannóniai üledékgyűjtő aljzatának egy részét képezi (11. ábra). A zónarendszer menti mozgások többször kiújultak és a szeizmikus szelvények tanúbizonysága szerint a s. l. pannóniai korszak elején is éreztették hatásukat.

### ABOUT THE AUTHORS



**Károly Posgay** graduated as a mining engineer at the Technical University of Heavy Industry, Miskolc, in 1950. After graduation he joined ELGI and worked as a seismic operator, seismic group leader, head of department, head of division of Seismics and Computer Technics, and he then became ELGI's chief geophysicist. Between 1957 and 1960 he was the chief interpreter of the Sino-Hungarian Geophysical Expedition for oil exploration in China. Throughout his career he was principally concerned with geophysical investigations of the lithosphere and asthenosphere by seismic methods, prospecting for mineral resources by geophysical methods, and seismic apparatus design.

In 1994 he was awarded his D.Sc. by the Hungarian Academy of Sciences.

Since his retirement in 1990 he continues to act as ELGI's principal investigator.



**Andras Nagymarosy** received his M.Sc. in Geology from the Eötvös Loránd University, Budapest in 1974. On graduating, he was offered a teaching post at the same university; he later became associate professor and head of the Department of Physical and Historical Geology, in the meantime gaining further qualifications, including his Ph.D. His research activities cover litho- and biostratigraphy, palaeogeography of the Cenozoic, and stratigraphy of calcareous nannoplankton. Since the late 70's he has gained wide-ranging expertise in CH prospecting in Hungary, Slovakia, Romania, the Polish and Ukrainian Carpathians, and the Carpathian foredeep.

**Antal Pápa** graduated as a geophysicist engineer at the Technical University of Heavy Industry, Miskolc, in 1974. After graduation he joined ELGI. From 1974 to 1993 he was a research associate, dealing with seismic interpretation. In 1993 MOL (the Hungarian Oil and Gas Co.) offered him a post. Between 1993 and 1996 he carried out geophysical developments for CH exploration. At present he is a project manager responsible for the Szolnok flysch belt area. His main field of interest is seismic structural interpretation.



**Endre Hegedűs** graduated as a geophysicist from the Eötvös Loránd University, Budapest, in 1972 and was offered a post in ELGI. His main fields of interest are seismic methods and their application in deep structural investigations. He has directed field operations and interpretation of seismic data in a number of European countries. Since 1986 he has been ELGI's project manager for seismic lithospheric studies, and has co-authored numerous scientific papers in this field.

He is a member of SEG, EAGE and the Association of Hungarian Geophysicists.



**Katalin D. Lőrincz** graduated as a geophysicist at the Technical University of Heavy Industry, Miskolc, in 1981. She then joined the Eötvös Loránd Geophysical Institute specializing in seismic interpretation. In 1999 she was awarded her Ph.D. dealing with seismic interpretation and tectonic analysis of the Szolnok flysch. She was leader of several seismic and integrated projects carried out for MOL (Hungarian Oil and Gas Co.) by ELGI. She has authored several papers and presentations at EAGE meetings. At present she works for MOL Co. as senior geophysicist in their Division of International Exploration and Production.



## Amplitude Versus Offset case study on the Moho

Ernő TAKÁCS\* and Zoltán HAJNAL\*\*

A deep seismic survey was performed in the south-eastern part of Hungary in 1992. Data acquisition, processing and interpretation were carried out in Hungarian-Canadian-Swiss co-operation with the main purpose of determining the deep structure of lithosphere between two Neogene sub-basins of the Pannonian basin.

The reflection data collected by the Hungarian Geotraverse Project were suitable for carrying out Amplitude Versus Offset (AVO) analysis on the reflections from the Mohorovičić discontinuity. In this study we present our preliminary results on estimating the elastic properties in the surroundings of the Moho. We describe the seismic data processing and show the effect of Inverse Velocity Stacking (INVEST) on the signal-to-noise ratio and AVO response. The AVO inversion process is detailed and it is shown how an appropriate initial model for the inversion can be constructed without well-log data. Finally we discuss the various parameters such as *P*-wave velocity, density, *S*-wave velocity (Poisson's ratio) and rigidity. *Interpretation of the estimated elastic parameters indicates that there is a weak zone in the vicinity of the Moho.*

**Keywords:** Pannonian basin, Mohorovičić discontinuity, AVO inversion, *P*-waves, *S*-waves, velocity, density, rigidity

### 1. Introduction

Amplitude Versus Offset (AVO) analysis has been successfully used for hydrocarbon exploration for some decades. Since OSTRANDER's basic work [1984] several authors showed that the use of this methodology enabled the potential gas traps inside the clastic sediments to be detected. However, extremely accurate data processing and interpretation are needed. In the last few years it has been suggested that AVO could also be effective inside carbonates [e.g. HARVEY 1993] and for deep reflectors [e.g. SIMON 1998].

Since a reflected *P*-wave AVO response depends on three parameters — the *P*-wave velocity, density, and the *S*-wave velocity — the output of inversion should be capable of detecting not only the layer content in porous rocks but also the changes in elastic properties of the Earth's crust. The task is more

\* Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23, Hungary

\*\* Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, 114 Science Place, Saskatoon, SK S7N 5E2, Canada

difficult for reflections from deep discontinuities because of the lower signal-to-noise ratio and the smaller incident angles which are observed from the deep reflectors. Moreover, well-logging data, which are conventionally used to build up the initial model for AVO inversion, are not available. However, these problems can be overcome by a properly designed field survey, accurate data processing, and an appropriate initial model.

The field measurement system of the Hungarian Geotraverse Project was designed to investigate the whole lithosphere and even deeper structures [POSGAY et al. 1996, HAJNAL et al. 1996, ANSORGE et al. 1996]. To detect deep reflections with good signal-to-noise ratio 50 kg dynamite was used as a seismic source and signals were received by low frequency (2 Hz) geophones with 100 meter spacing up to approximately 17 km offsets. These recording parameters enabled information to be obtained about the elastic parameters using AVO inversion from a depth range of 22–26 km. The upper 40 km part of the Hungarian Geotraverse migrated depth section can be seen in *Fig. 1*.

## 2. Data pre-processing for the AVO inversion

In order to be able to perform reliable AVO analysis it is necessary to preserve the relative amplitudes of the reflected signals, therefore during data processing any steps that might distort the trace-by-trace amplitudes must be avoided. The pre-processing flow applied to the field data to produce an appropriate input for the AVO inversion is shown in *Fig. 2*.

Conventional seismic processing steps: trace editing, spherical divergence correction, removing the DC component, CDP sorting, and band-pass filtering were used before the NMO correction. Because the trace amplitudes of the low frequency geophones could be distorted by the DC component it should be subtracted. The amplitude spectrum test indicated that a low-cut filter with 4 Hz frequency was effective as a means of weakening the ground-roll without attenuating the Moho reflections. After the NMO correction the processing flow was split into two branches: in the first, we stacked the CDP gathers, then trace mixing and scaling were applied to create a brute stack; in the second, the pre-stack data were prepared for AVO inversion using the HAMPSON-RUSSELL AVO software package [1998]. During this process INVEST (Inverse Velocity Stacking) was applied to the pre-stack data, a common offset stack was produced from 12 individual CDPs, and three-trace mixing was used to get an input for the AVO inversion.

The zone of interest enlarged from the brute stack is plotted in *Fig. 3*. It should be noted that we did not intend to produce an excellent stack, but to

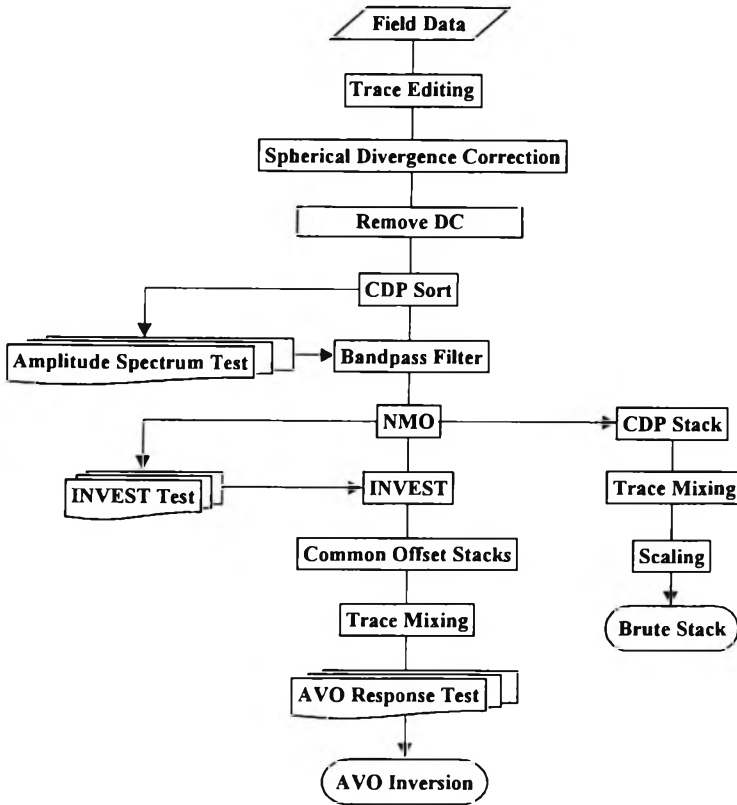


Fig. 2. Pre-processing flow chart

2. ábra. A szeizmikus előfeldolgozás folyamatábrája

carry out a reliable AVO analysis on the pre-stack data. Locations 'A–E' mark the sites where AVO responses were studied to check the consistency of seismic data for the analysis — see later (Fig. 7).

Inverse Velocity Stacking (INVEST) was used to attenuate random noise. The algorithm used in INVEST is the parabolic Radon transform and is based on modelling the NMO-corrected pre-stack data using a set of parabolic curves [RUSSELL et al. 1990]. In this study the effect of the INVEST on the signal-to-noise ratio was tested on the common offset stack created at location 'C'. The input supergather after the three-trace mixing and the output seismic data can be seen in Fig. 4. The output consists of two datasets: the noise-free data and the estimated random noise. A remarkable improvement in the signal-to-noise ratio took place between the input and the noise-free data.

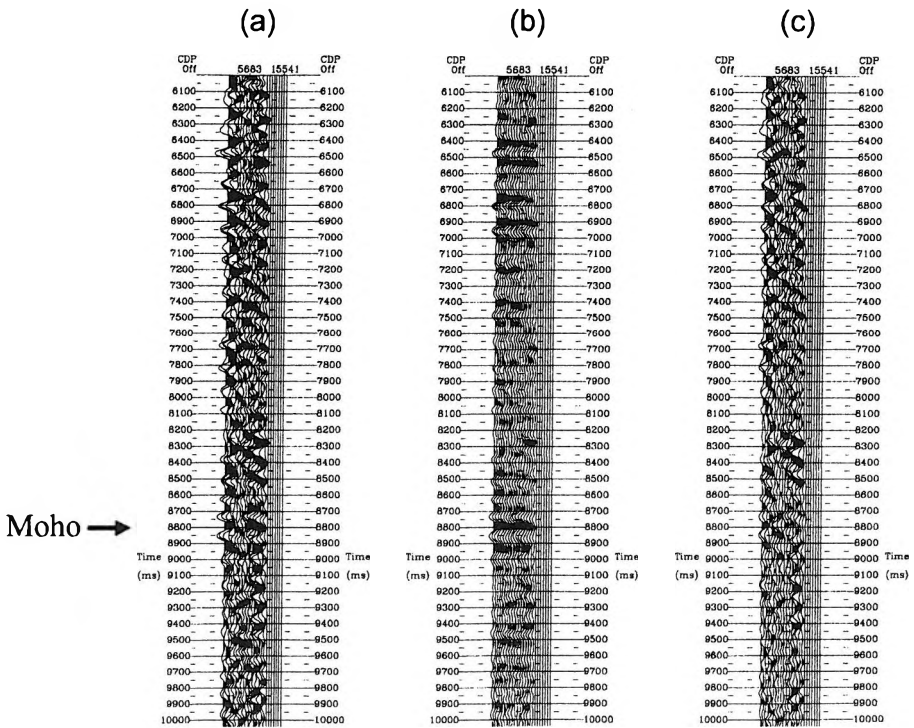
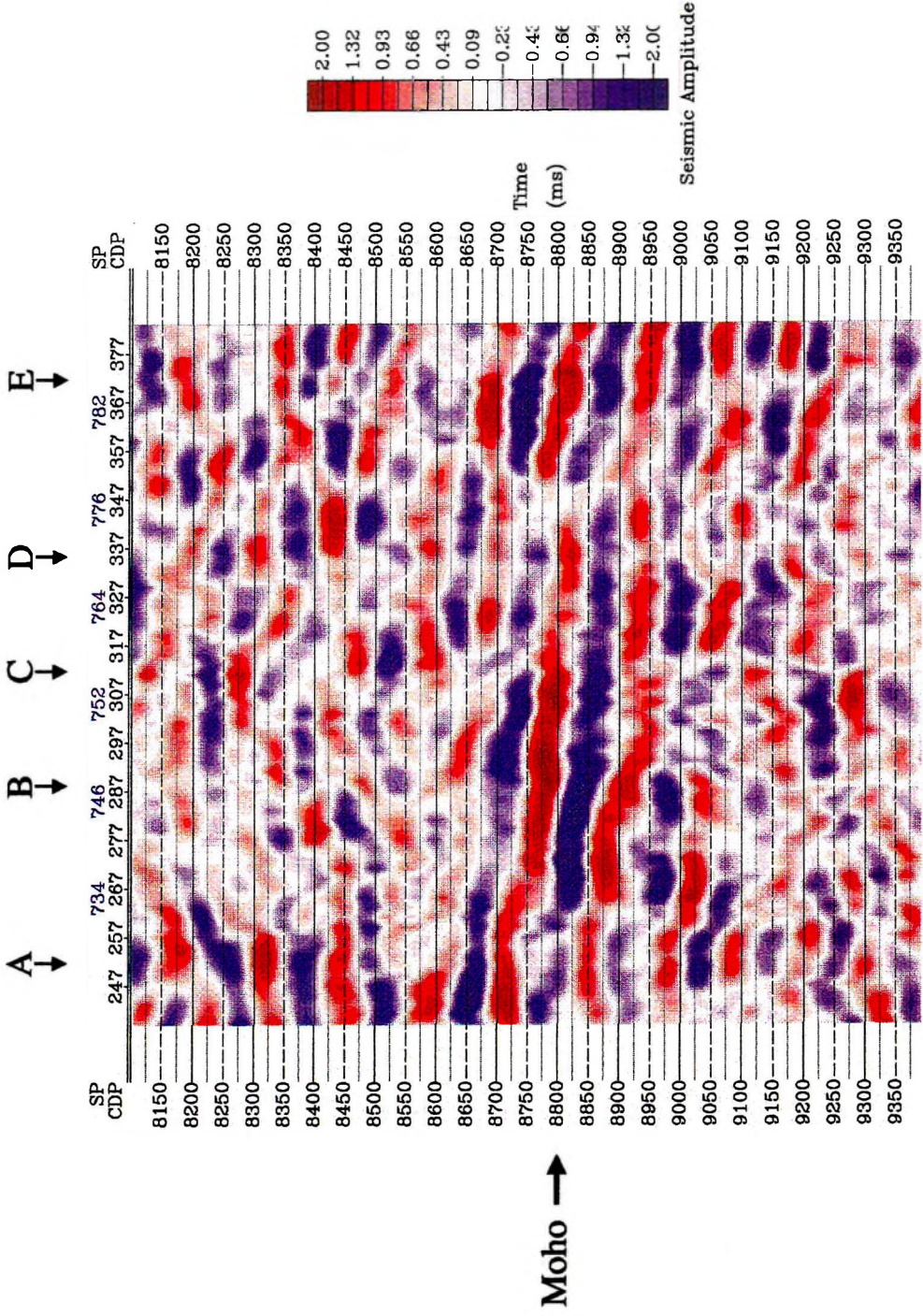


Fig. 4. Inverse Velocity Stacking (INVEST) at location 'C': input common offset stack (a), noise-free data (b), estimated noise (c)

4. ábra. INVEST (Inverse Velocity Stacking) a "C" vizsgálati helyen: bemenő közös offszet szerinti összszelvény (a), zaj-mentes adatok (b), becsült zaj (c)

Any processing step that can distort the observed AVO responses must be avoided before the inversion. RUSSELL et al. [1990] suggest that of the various 2-D noise reduction procedures, the parabolic Radon transform is the most effective in maintaining the relative amplitude relationships of the primary data. We tested, however, the effect of the INVEST on the AVO responses. Figure 5 shows the AVO responses before and after Inverse Velocity Stacking. It can be seen that the parabolic Radon transform has suppressed the random noise but has not distorted the amplitude versus offset trend. Except for the three-trace mixing on the common offset stack no smoothing was applied on the observed AVO responses.

As a result of our data preparation, five common angle stacks marked 'A–E' are shown in Fig. 6. Offset-angle conversion was carried out using an



*Fig. 3.* Enlarged brute stack for the zone of interest with the analysis locations 'A-E'  
3. ábra. Kinagyított nyers összecszelvény az "A-E" vizsgálati helyek feltüntetésével

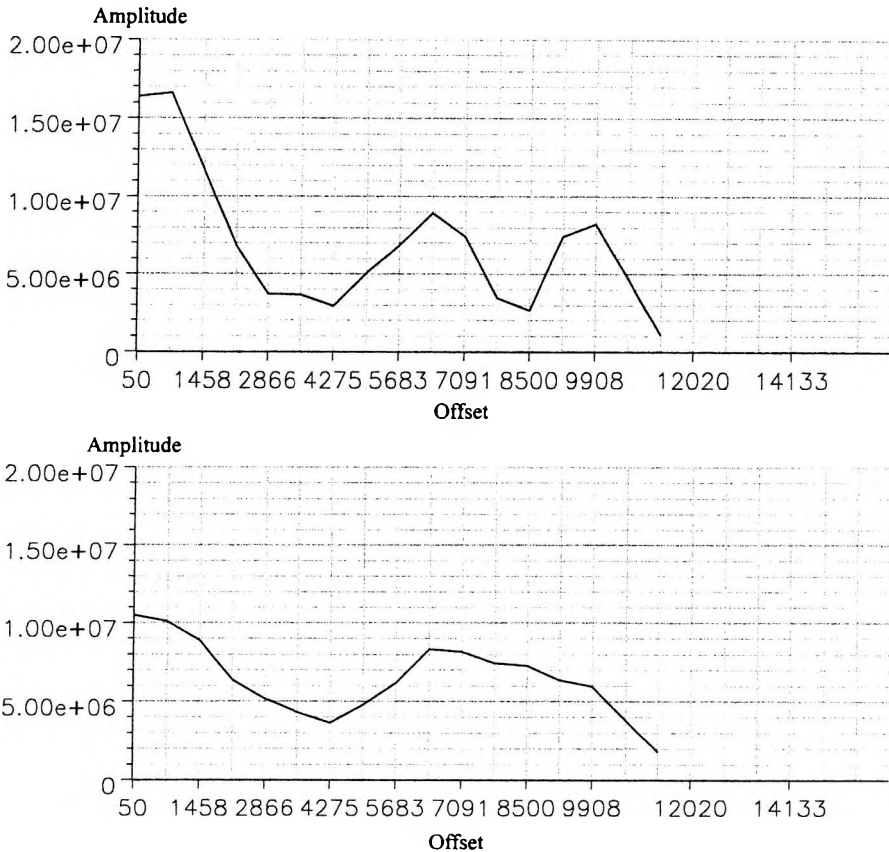


Fig. 5. Observed AVO responses from the Moho at location 'C': before INVEST (a), after INVEST (b)

5. ábra. A Moho-ról észlelt AVO válaszok a "C" vizsgálati helyen: INVEST előtt (a), INVEST után (b)

interval velocity model created by earlier reflection and refraction processing of deep seismic data [POSGAY et al. 1995, 1996]. The Moho can be seen on each common angle stack as a strong reflection and has a good signal-to-noise ratio. Moreover, it can be seen that the maximum incident angle from the Moho is approximately 20 degrees, which is sufficient to get information about the elastic parameters from the AVO responses, see later.

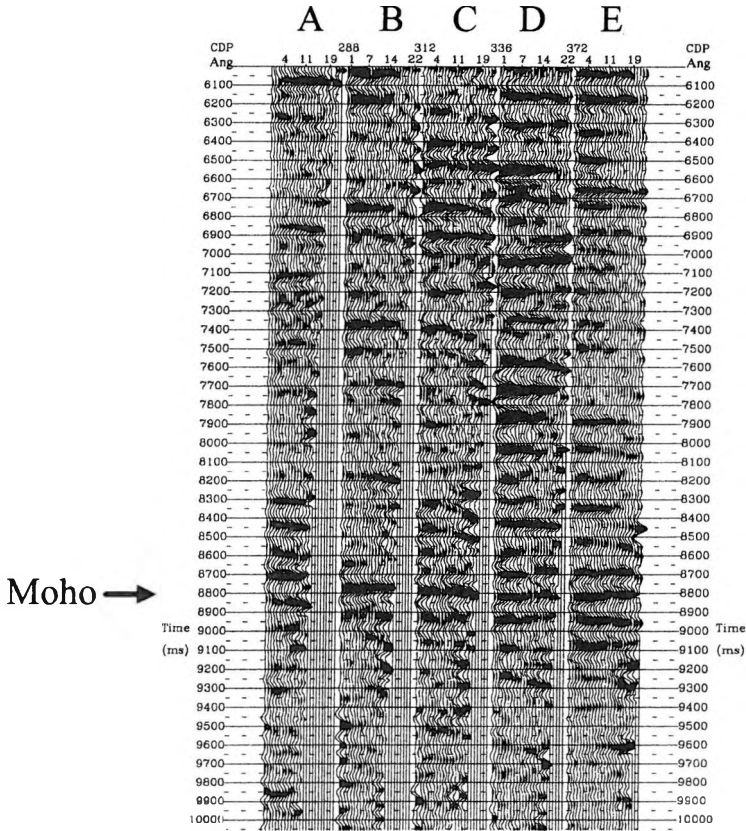


Fig. 6. Common angle stacks at locations 'A-E'

6. ábra. Közös szög szerinti összecszelvények az "A-E" vizsgálati helyeken

To study the consistency of the field data, AVA (Amplitude Versus Angle) responses were produced at locations 'A-E'. In Fig. 7 the AVA responses observed from the top of the basement and from the Moho are balanced using the least squares algorithm. We can conclude that the AVA responses from the basement are more variable than those from the Moho. The reason is that the top of the basement has a significant slope between locations 'A-E'. The AVA responses from the Moho are quite similar regarding their intercept and curvature; for this reason we concluded that the consistency of the seismic data is suitable for AVO inversion in the zone of interest. It is pointed out, that AVO and AVA are synonymous phrases in the case of an appropriate velocity model. However, if one compares amplitude responses from different depths AVA responses should be used.

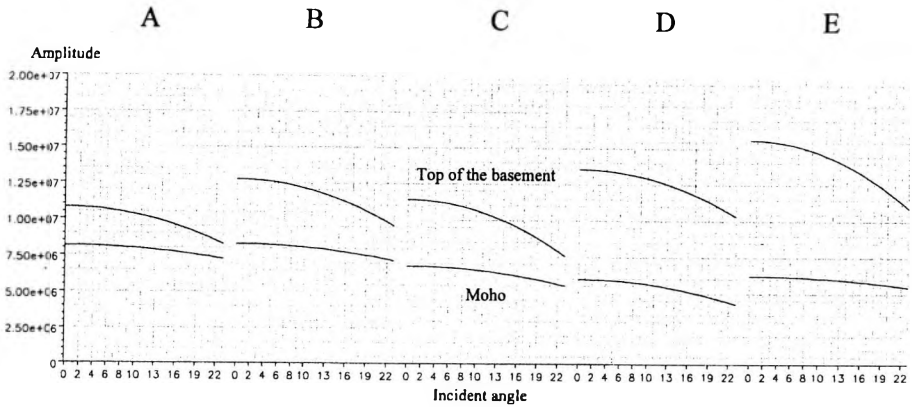


Fig. 7. Observed AVA responses after least squares method fitting at locations 'A-E'  
 7. ábra. Észlelt AVA válaszok legkisebb négyzetes kiegyenlítés után az "A-E" vizsgálati helyeken

At the end of data preparation the common offset stack produced at location 'C' was chosen for AVO inversion because of its relatively central location on a strong reflection from the Moho.

### 3. AVO modelling for the Moho

Before the inversion process we analysed how sensitive a theoretical AVO response from the Moho was to change in the Poisson's ratio (i.e.  $P$ - and  $S$ -wave velocity ratio) as well as the density. This was important in terms of whether we can estimate elastic parameters from the observed AVO responses. Preliminary assumptions about the  $P$ -wave velocity, density and Poisson's ratio supplied the parameters of the two-layer models. The model parameters that were applied are shown in *Table 1*.

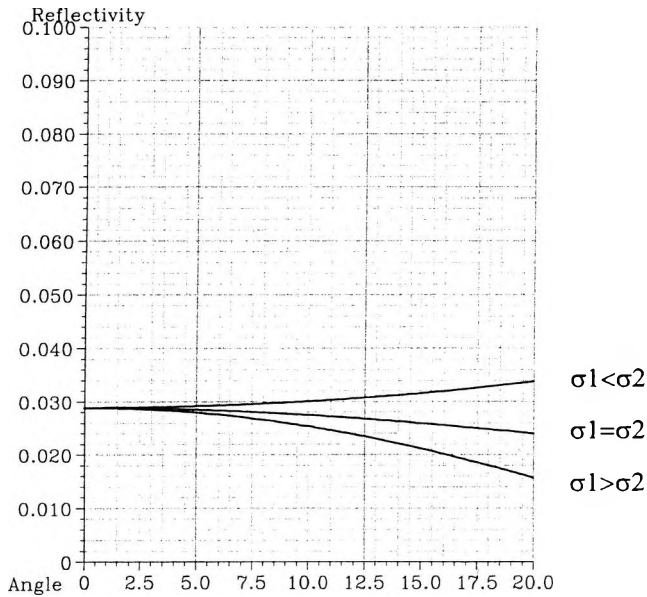
The reflection coefficient as a function of the incident angle is plotted in *Fig. 8*. Here keeping the  $P$ -wave velocities and densities fixed we changed the Poisson's ratio of the second layer. The curve in the middle corresponds to the case when there is no Poisson's ratio contrast at the Moho ( $\sigma_1 = \sigma_2$ ), the upper one marks a positive ( $\sigma_1 < \sigma_2$ ) and the lower one a negative ( $\sigma_1 > \sigma_2$ ) Poisson's ratio contrast. The zero-offset acoustic impedance contrast is a positive value in each case. Results of a similar analysis are plotted in *Fig. 9*, but here we changed the density of the second layer. The lowest curve corresponds to the case when there is no density contrast at the Moho ( $\rho_1 = \rho_2$ ), the two others

mark positive ( $\rho_1 < \rho_2$ ) density contrasts. In these cases the Poisson's ratio contrast is zero.

		<i>P</i> -wave velocity $V_P$ (m/s)	Density $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Poisson's ratio $\sigma$
Fig. 8.	1 <sup>st</sup> layer	7700	2.80	0.26
	2 <sup>nd</sup> layer	8100	2.82	<i>0.22; 0.26; 0.30</i>
Fig. 9.	1 <sup>st</sup> layer	7700	2.80	0.26
	2 <sup>nd</sup> layer	8100	<i>2.80; 2.90; 3.00</i>	0.26

*Table 1.* Parameters for two-layer AVO modelling. Italicized values were changed to study the effect of Poisson's ratio and density on theoretical AVO responses from the Moho

*1. táblázat.* Kétréteges AVO modellezés paraméterei. A dőlt betűs értékeket megváltoztatva tanulmányoztuk a Poisson hányados és a sűrűség hatását a Moho-ról érkező elméleti AVO válaszokra



*Fig. 8.* Sensitivity analysis for Poisson's ratio

8. ábra. A Poisson hányadosra vonatkozó érzékenységi vizsgálat

From all of these curves we can conclude that a theoretical AVO response from the Moho is sensitive to changes in Poisson's ratio and in density. The Poisson's ratio contrast has a significant effect on the gradient of the AVO response, and the density contrast on the intercept. It is mentioned here that a

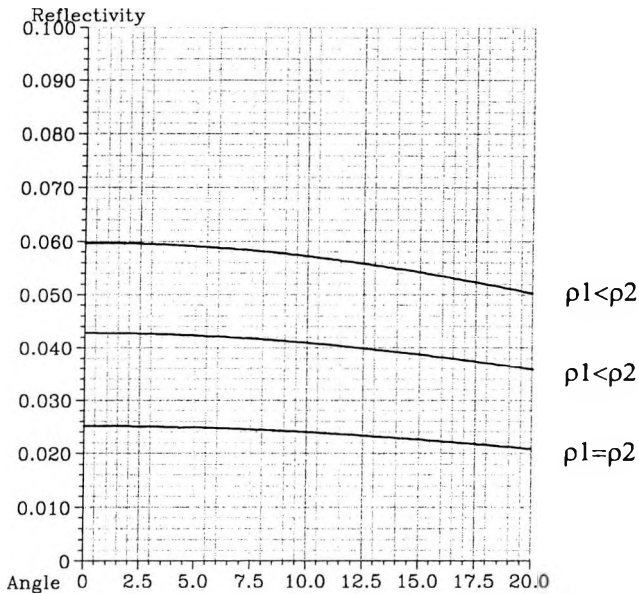


Fig. 9. Sensitivity analysis for the density

9. ábra. A sűrűségre vonatkozó érzékenység vizsgálat

relatively small change in the Poisson's ratio can change the AVO response from the Moho from a decreasing to an increasing trend in the observed incident angle range. Of course, the real seismic data are disturbed by noise, but if one uses an appropriate noise elimination and inversion algorithm AVO analysis may be able to get information about the  $S$ -wave velocity (Poisson's ratio) parameters from the depths of the Moho.

#### 4. AVO inversion at location 'C'

The AVO inversion flow chart is shown in Fig. 10. The data pre-processing discussed above resulted in a common offset stack at location 'C' as one of the inputs for the inversion. The other input is an initial model consisting of  $P$ -wave velocity, density, and  $S$ -wave velocity (or Poisson's ratio) parameters. Usually well-logs provide these data which are edited and blocked before the inversion. In this study the  $P$ -wave velocity and density parameters were obtained from adjusting synthetic seismic traces to the near zero-offset trace of the common offset stack.

The time window for the analysis was 8100–9400 ms. After extracting a wavelet from the common offset stack, the next step was the initial model

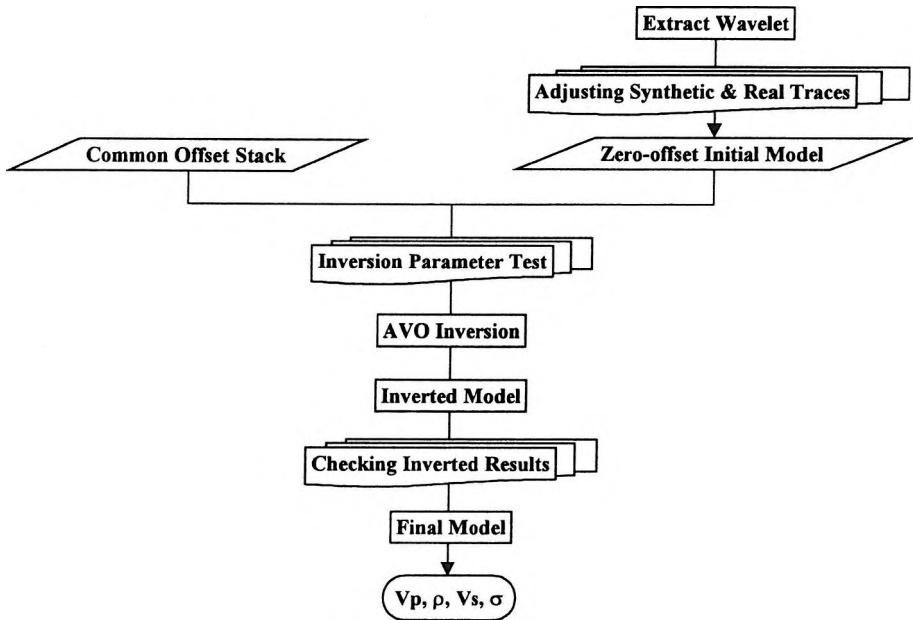


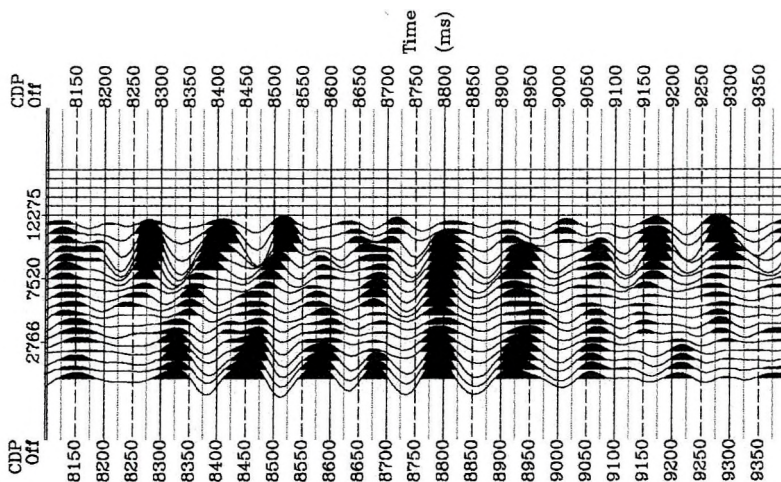
Fig. 10. AVO inversion flow chart

10. ábra. Az AVO inverzió folyamatábrája

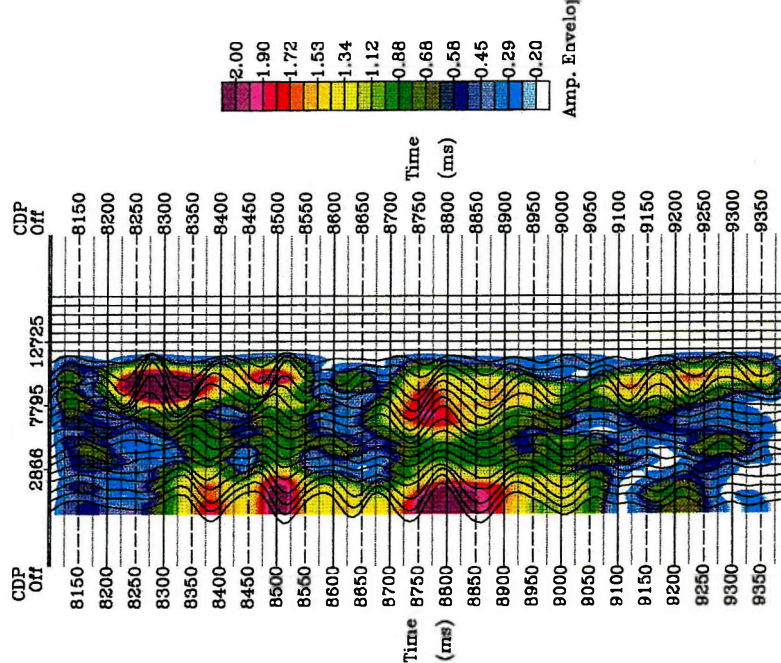
building. The basis for this procedure was the  $P$ -wave interval velocity model produced by earlier velocity determinations from the surface down to the asthenosphere [POSGAY et al. 1995, 1996]. This macro-model was modified step-by-step in the zone of interest adding layers to the original one to match the synthetic to the near zero-offset observed trace. In order to decide whether a positive or negative zero-offset reflection coefficient should be applied we keep in view, on the one hand, that the positive or negative phase of the observed reflections has higher amplitude on the amplitude envelope of the common offset stack at near zero incidences (Fig. 11). On the other hand, we forced a good fit of the synthetic and the near zero-offset real data, and this required the assumption of some boundaries with negative zero-offset reflection coefficient in the zone of interest as well.

In the way detailed above a ten-layer  $P$ -wave velocity start model was built up in the zone of interest. Density parameters for the initial model were computed from the  $P$ -wave velocities using an empirical relation [LINDSETH 1979]. In addition, for the initial model we chose a constant 0.26 value of the

(a)



(b)



Moho →

*Fig. 11. Common offset stacks: wiggled traces (a), amplitude envelope (b)*  
*11. ábra. Közös offszet szerinti összecszelvények: csatorna megjelenítés (a), amplitúdó burkoló (b)*

Poisson's ratio; this is an acceptable average value for the lower crust and the uppermost mantle [WALTHER 1993, CHRISTENSEN 1996, MOONEY 1998]. Before the inversion  $S$ -wave velocities were computed from the  $P$ -wave velocity values using this constant Poisson's ratio. *Figure 12* shows the  $P$ -wave velocity, density,  $S$ -wave velocity and Poisson's ratio values for the initial model as well the synthetic and measured near zero-offset trace in the zone of interest.

The initial model does not generate exact AVO responses because it was built up using a near zero-offset observed trace. Moreover, the  $S$ -wave velocities, which determine the gradients of the AVO responses, are based on a constant average Poisson's ratio. We expected to produce those Poisson's ratio ( $S$ -wave velocity) values from the inversion which would result in the best fit between the synthetic and the real AVO responses. In this study a HAMPSON-RUSSELL AVO algorithm [1998] was utilized, which computes the objective function in accordance with DAHL and URSIN [1991] and minimizes it using a conjugate-gradient method published by PRESS et al. [1988]. In addition, the algorithm allows one to constrain the inversion by deciding which parameters can change and by how much. These limits were determined by carrying out an inversion parameter test. Finally we chose an approximately 3% maximum change for the  $P$ -wave velocity and also the density in the zone of interest, as well as a 6% one for the  $S$ -wave velocity. The greater maximum change of the  $S$ -wave velocity was permitted for the inversion because we had no detailed information concerning the  $S$ -wave velocity, except the supposed 0.26 average value of the Poisson's ratio in the zone of interest. The inversion process became stable after eight iterations and the initial model error improvement was about 50%. The results of inversion can be seen in *Figs. 13* and *14*.

Any inversion algorithm modifies iteratively the parameters of the model to improve the correspondence between the calculated synthetic model and the real data. It guarantees that at every iteration the synthetic will better match the real data, but it does not guarantee that the final result is correct. For this reason we plotted all the inverted and the observed AVO responses from the boundaries assumed in the zone of interest and compared the synthetic and real AVO responses with each other. *Figure 15* shows some of the real and inverted synthetic AVO responses (III, IV, V and VI) in the vicinity of the Moho.

## 5. Discussion

As a result of the data processing and AVO inversion process presented in this study we created a ten-layer model including  $P$ -wave velocity, density, and  $S$ -wave velocity (Poisson's ratio) parameters for the vicinity of the Moho.

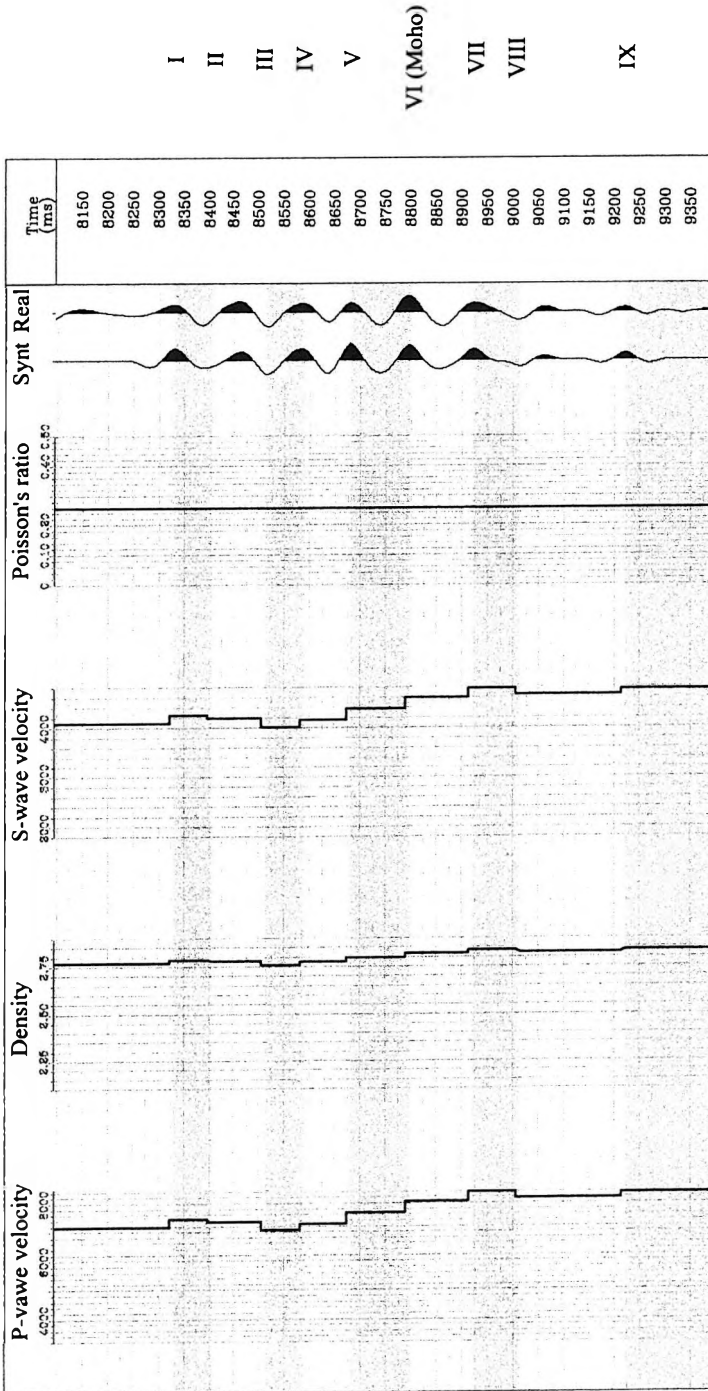


Fig. 12. Initial model for AVO inversion  
 12. ábra. Kezdeti modell a AVO inverzió végrehajtásához

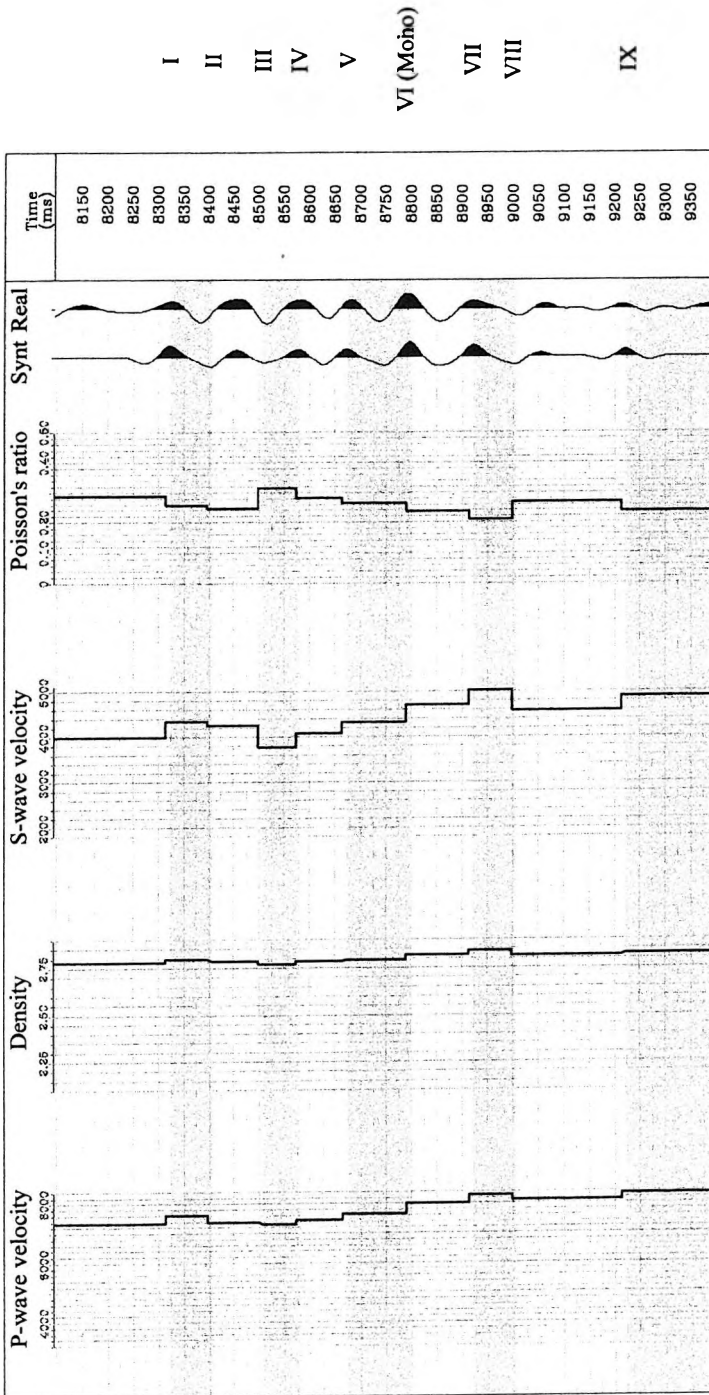


Fig. 13. Final model obtained by AVO inversion  
 13. ábra. Az AVO inverzióval kapott végleges modell

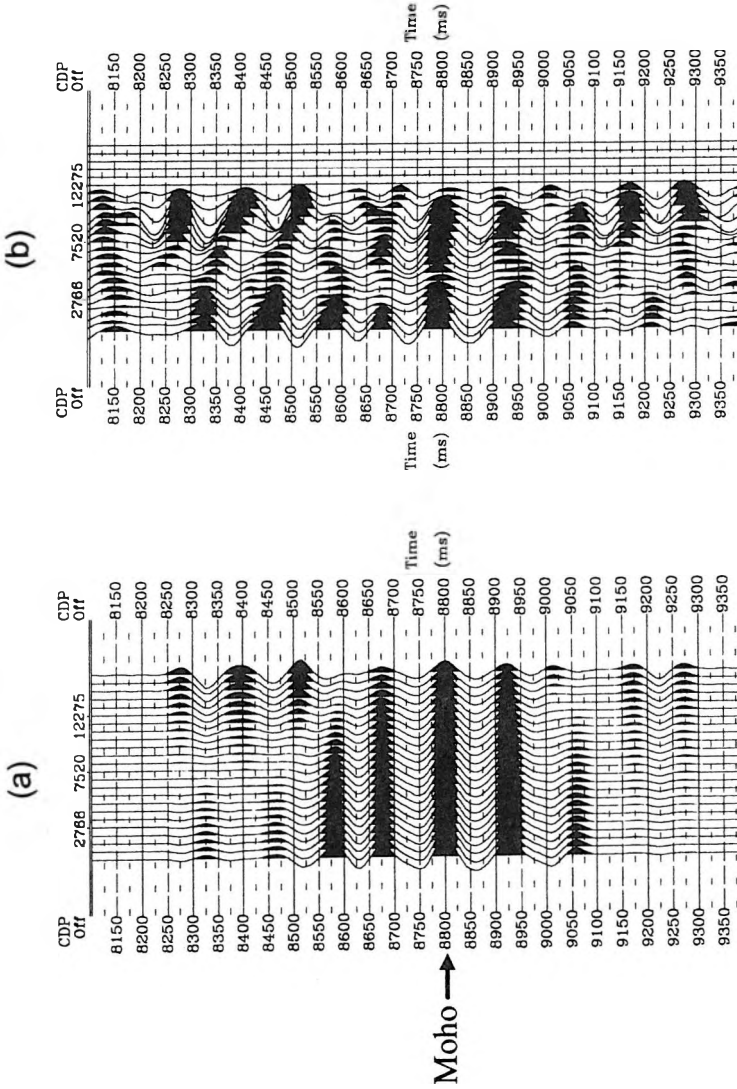


Fig. 14. Common offset stacks: inverted synthetic data (a), real data (b)  
14. ábra. Közös offset szerinti összehajlított adatok: invertált szintetikus adatok (a), észlelt adatok (b)

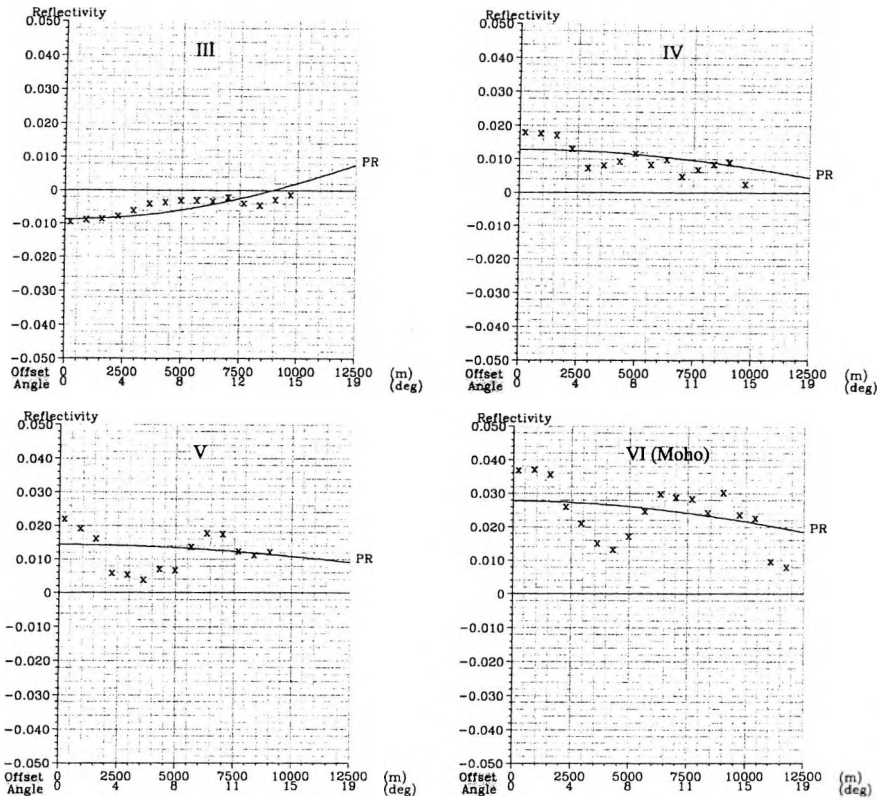


Fig. 15. Real and inverted AVO responses in the vicinity of the Moho  
 15. ábra. Észlelt és invertált AVO válaszok a Moho környezetében

Comparing our resulted parameters with the values published by WALTHER [1993], CHRISTENSEN [1996] and MOONEY [1998], we can conclude that these are quite similar regarding the  $P$ - and  $S$ -wave velocities. However, in respect of the density we have lower values than the published ones.

Lots of empirical relations are known between the  $P$ -wave velocity and density [GARDNER 1974, LINDSETH 1979, MENGEL and KERN 1992, YEGOROVA 1995]. The Gardner and the Lindseth equations are usually used for sedimentary rocks and they provide lower density values than the others. In this study, however, for practical and theoretical reasons we applied the Lindseth relation. On the one hand, the Hampson-Russell AVO software package, (which is worked out excellently for hydrocarbon exploration), allows one to

use either the Gardner or Lindseth equations; on the other hand, the anomalously high heat-flow beneath the Pannonian Basin could result in lower density values than those that generally exist at the depth of the continental Moho [YEGOROVA 1995]. It should be pointed out that even if we cannot expect AVO inversion to determine precisely the real values of elastic parameters, the estimated trends might be correct. An AVO response is sensitive to the relative changes of the elastic parameters rather than their absolute values.

To interpret the elastic parameters estimated using AVO inversion, rigidity values were produced by the relations

$$\mu = V_S^2 \rho$$

where  $\mu$  is the rigidity,  $V_S$  is the  $S$ -wave velocity and  $\rho$  is the density.

In Fig. 16 the rigidity values obtained are plotted against depth, and they indicate a weak area in the zone of interest. A macro-scale profile of strength across the continental lithosphere redrawn after MOLNAR [1988] is shown in Fig. 17 for comparison. Although our analysis window had a depth range of only 22–26 km, similar trends can be clearly seen in the vicinity of the Moho.

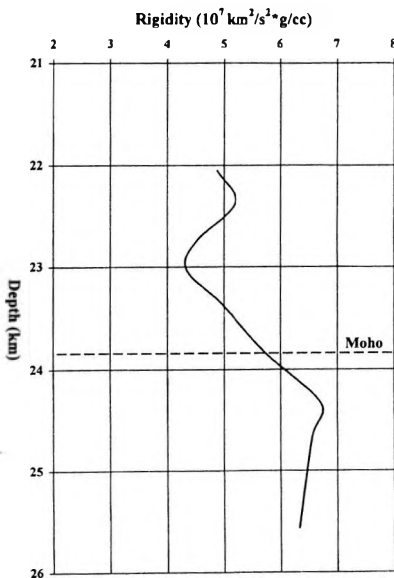


Fig. 16. Change of rigidity in the zone of interest at location 'C'

16. ábra. A nyírési szilárdság változása a vizsgálati zónában a "C" helyen

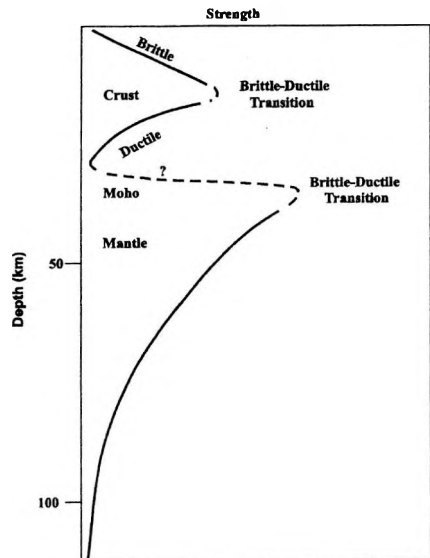


Fig. 17. Change of strength across continental lithosphere [redrawn after MOLNÁR 1988]

17. ábra. Szilárdság változások a kontinentális litoszférában [MOLNÁR 1988 után]

## 6. Conclusions

On the basis of the studies carried out, the following (geological and methodological) conclusions can be drawn:

- a) Preliminary interpretation of the elastic parameters estimated using AVO inversion indicates that *there is a weak zone in the vicinity of the Moho*.
- b) INVEST (Inverse Velocity Stacking) is a very effective processing step to attenuate the random noise and it does not distort the AVO responses.
- c) An appropriate initial *P*-wave velocity and density model can be built up for the AVO inversion by matching synthetic traces to the near zero-offset observed trace.
- d) AVO inversion is a viable means of estimating the *S*-wave velocity (or Poisson's ratio) parameters in the vicinity of the Moho if a carefully pre-processed seismic data set and suitable initial model are used.

## Acknowledgement

This work was performed in the framework of a study-tour at the University of Saskatchewan, and was completed at the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary. The study tour was supported by the National Science Research Fund of Hungary (projects T019950 and T025609) and the Eötvös Loránd Geophysical Foundation of Hungary. We should like to thank Károly Posgay, Mihály Dobróka, Balázs Németh and Tamás Fancsik for their helpful comments.

## REFERENCES

- ANSORGE J., MUELLER St., DEIACO R., POSGAY K., HEGEDŰS E., SZALAY I., TAKÁCS E., HAJNAL Z., REILKOFF B., ASUDEH I. 1996: A detailed lithospheric reflection/refraction survey in the South-eastern Pannonian Basin. EGS 21st General Assembly, The Hague
- CHRISTENSEN N. I. 1996: Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research* **101**, pp. 3139–3156
- DAHL T., URSIN B. 1991: Parameter estimation in a One-dimensional Anelastic Medium. *Journal of Geophysical Research* **96**, B12, pp. 20,217–20,233
- GARDNER G. H. F., GARDNER L. W., GREGORY A. R. 1974: Formation velocity and density — The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics* **39**, pp. 770–780
- HAJNAL Z., REILKOFF B., POSGAY K., HEGEDŰS E., TAKÁCS E., ASUDEH I., MUELLER St., ANSORGE J., DEIACO R. 1996: Crustal-scale extension in the central Pannonian basin. *Tectonophysics* **264**, pp. 191–204

- HAMPSON-RUSSELL SOFTWARE SERVICES Ltd. 1998: AVO/UNIX – Amplitude Versus Offset Analysis. User Manual. Calgary
- HARVEY P. J. 1993: Porosity identification using amplitude variation with offset in Jurassic carbonate, offshore Nova Scotia. *The Leading Edge* **12**, 3, pp. 180–185
- LINDSETH R. O. 1979: Synthetic Sonic Logs — a process for stratigraphic interpretation. *Geophysics* **44**, pp. 3–26
- MENGEL K., KERN H. 1992: Evolution of the petrological and seismic Moho — implications for the continental crust–mantle boundary. *Terra Nova* **4**, pp. 109–116
- MOLNAR P. 1988: Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature* **335**, 8, pp. 131–137
- MOONEY W. D., LASKE G., MASTERS T. G. 1998: CRUST 5.1: A global crustal model at 5 x 5. *Journal of Geophysical Research* **103**, pp. 727–747
- OSTRANDER W. J. 1984: Plane-wave reflection coefficients for gas sand at non-normal angles of incidence. *Geophysics* **49**, pp. 1637–1648
- POSGAY K., BODOKY T., HEGEDŰS E., KOVÁCSVÖLGYI S., LENKEY L., SZAFIÁN P., TAKÁCS E., TIMÁR Z., VARGA G. 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in south-east Hungary. *Tectonophysics* **252**, pp. 467–484
- POSGAY K., TAKÁCS E., SZALAY I., BODOKY T., HEGEDŰS E., JÁNVÁRINÉ K. I., TIMÁR Z., VARGA G., BÉRCZI I., SZALAY Á., NAGY Z., PÁPA A., HAJNAL Z., REILKOFF B., MUELLER St., ANSORGE J., DEIACO R., ASUDEH I. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. *Geophysical Transactions* **40**, pp. 1–44
- PRESS W. H., TEUKOLSKY S. A., FLANNERY B. P., VETTERLING W. T. 1988: Numerical recipes in C. Cambridge University Press
- RUSSELL B. H., HAMPSON D., CHUN Y. 1990: Noise elimination and the Radon transform. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration*. Part 1: October 1990, pp. 18–23, Part 2: November 1990, pp. 31–37
- SIMON M. 1998: AVO analysis by offset-limited prestack migrations of crustal seismic data. *Tectonophysics* **286**, pp. 143–153
- WALTHER C., FLÜH E. R. 1993: The POLAR Profile revisited: combined P- and S-wave interpretation. *Precambrian Research* **64**, 153–168
- YEGOROVA T. P., KOZLENKO V. G., PAVLENKOVA N. I., STAROSTENKO V. I. 1995: 3-D density model for the lithosphere of Europe: construction method and preliminary results. *Geophysical Journal International* **121**, pp. 873–892

## Az AVO analízis alkalmazása a Moho mélységtartományában

TAKÁCS Ernő és HAJNAL Zoltán

1992-ben Magyarország DK-i részén mélyszeizmikus méréseket hajtottunk végre. Az adatgyűjtés, feldolgozás és értelmezés magyar-kanadai-svájci együttműködésben történt. A munka fő célja a Makói-árok és a Békési-medence közötti litoszféra mélyszerkezetének vizsgálata volt.

A Hungarian Geotraverse Project keretében gyűjtött mélyreflexiós adatok alkalmasak voltak AVO (Amplitude Versus Offset) inverzió végrehajtására is. Cikkünkben azokat az előzetes eredményeinket tárgyaljuk, amelyek a Mohorovičić diszkontinuitás környezetében becsült rugalmassági paraméterekre vonatkoznak. Bemutatjuk a szeizmikus adatfeldolgozás lépéseit, valamint az INVEST (Inverse Velocity Stacking) hatását a jel/zaj viszonyra és az AVO válaszokra. Elemezzük az AVO inverzió folyamatát, illetve azt a módszert melynek segítségével — mélyfúrás-geofizikai

adatok nélkül — megfelelő kezdeti modellt építhetünk fel az inverzió végrehajtásához. Végül értékeljük a számított közetfizikai paramétereket, azaz a  $P$ -hullámok sebességét, a sűrűséget, az  $S$ -hullámok sebességét, valamint a nyírási szilárdságot. *A becsült rugalmas paraméterek azt jelzik, hogy a Moho mélységterületében egy gyenge nyírási szilárdságú zóna található.*

## ABOUT THE AUTHORS



**Ernő Takács** graduated as a geophysicist at the Technical University of Heavy Industry, Miskolc, in 1980 whereupon he joined ELGI as a field seismologist. He later became leader of a seismic field crew. From 1988 until 1995 he was responsible for several seismic projects of ELGI, and from 1996 until 1999 he headed the Department of Geophysical Research. Currently he is in charge of ELGI's Seismic Laboratory, and he is also working on his Ph.D. thesis.

His main fields of interest are integrated processing and interpretation of well-log and seismic data, application of seismic attributes and the AVO analysis for lithological interpretation, as well as the processing and interpretation of deep seismic data. He played an important role in the survey design, data processing and interpretation for the deep sounding Hungarian Geotraverse Project carried out in 1992 in Hungarian–Canadian–Swiss co-operation. Part of his training in seismic data processing and AVO analysis was at the University of Saskatchewan, Canada in 1993 and 1998. He is a member of the Association of Hungarian Geophysicists and European Association of Geoscientists & Engineers. Since 1999 he has been a member of the Editorial Board of Geophysical Transactions.



**Zoltán Hajnal** received a B.S. (1961) and M.Sc. (1963), both in geophysics, from University of Saskatchewan. He was awarded a Ph.D. (1970) from University of Manitoba also in geophysics. From 1963 to 1965 he was employed by Chevron Canada Resources Ltd as exploration geophysicist. As research associate at the Department of Earth Sciences of University of Manitoba, he conducted crustal seismic studies, from 1965 to 1970. Since 1970 he is a member of the faculty of the University of Saskatchewan where he is currently professor and in charge of the seismic laboratory. He is also transect leader of the Trans-Hudson orogen Transect of the Canadian National LITHOPROBE Program. His professional interests are in seismic signal processing and high resolution shallow and crustal seismology. He is a

past president of the Canadian Geophysical Union and past councilor of the Geological Association of Canada. He is an elected honorary life time member of the Canadian Society of Exploration Geophysicists and the Association of Hungarian Geophysicists. He is a member of SEG, CSEG, AGU, EAEG, and CGU.

## *Copyright*

Authorization to photocopy items for internal or personal use in research, study or teaching is granted by the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for individuals, instructors, libraries or other non- commercial organizations. We permit abstracting services to use the abstracts of our journal articles without fee in the preparation of their services. Other kinds of copying, such as copying for general distribution, for advertising or promotional purposes, for creating new collective works, or for resale are not permitted. Special requests should be addressed to the Editor. There is no charge for using figures, tables and short quotes from this journal for re-publication in scientific books and journals, but the material must be cited appropriately, indicating its source.

Az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet hozzájárul ahhoz, hogy kiadványainak anyagáról belső vagy személyes felhasználásra kutatási vagy oktatási célokra magánszemélyek, oktatók, könyvtárak vagy egyéb, nem kereskedelmi szervezetek másolatokat készítsenek. Engedélyezzük a megjelentetett cikkek összefoglalóinak felhasználását referátumok összeállításában. Egyéb célú másoláshoz, mint például: terjesztés, hirdetési vagy reklám célok, új, összefoglaló jellegű anyagok összeállítása, eladás, nem járulunk hozzá. Az egyedi kéréseket kérjük a szerkesztőnek címezni. Nem számolunk fel díjat a kiadványainkban szereplő ábrák, táblázatok, rövid idézetek más tudományos cikkben vagy könyvben való újrafelhasználásáért, de az idézés pontosságát és a forrás megjelölését megkivánjuk.