

## Complementary ground-based and borehole seismic and radar survey at the Bábaapáti (Üveghuta) Site

ENDRE TÖRÖS<sup>1</sup>, ZSOLT PRÓNAY<sup>1</sup>, BORISZLÁV NEDUCZA<sup>1</sup>, LÁSZLÓ HERMANN<sup>1</sup>, LÁSZLÓ ZILÁHI-SEBESS<sup>1</sup>, ISTVÁN SZŰCS<sup>2</sup>,  
LÁSZLÓ MENYHEI<sup>2</sup> and MÁRTA GACSÁLYI<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.

<sup>2</sup>Mecsekérc Rt., H-7633 Pécs Esztergár L. u. 19.

<sup>3</sup>Geopárd Kft., H-7610 Pécs Pf. 10.

**Keywords:** block structures, cross-hole methods, granites, Hungary, hydraulic conductivity, Mórág Block, radar methods, seismic methods, South-eastern Transdanubia, tomography, transmissivity, well-logging

### Abstract

This paper considers the geophysical methods applied for exploration of the Bábaapáti (Üveghuta) Site for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste coming from the nuclear power plant. Most of these methods were carried out in boreholes apart from the seismic reflection profiling; however, the results of the latter are indispensable for the joint interpretation. Another exception is well-logging but this is not the subject of this paper.

The most important result of the exploration is the characterisation of the granite body by the joint interpretation of S-reflection and seismic cross-hole tomography measured in the same plane. Information on the block structure of the granite mass could be obtained this way. The zones of reduced velocities revealed by geophysical measurements can be related to aquifer structures according to the geological-hydrogeological data. These water-conducting structures can be referred to in order to determine the hydraulic behaviour of the area of the Site.

### Introduction

The complementary geophysical survey at Bábaapáti was carried out in the scope of the geological exploration aimed at the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. The measurements were related to the drilling activity carried out in 2002–2003, and were made on the central hill-range and its closely connected area.

The conditions of the area from a geophysical aspect are unfavourable. The physical parameters of the loess — which is a 40-60 m thick cover on the granite body — makes it hard to apply both electromagnetic and seismic methods to investigate the granite mass and, consequently, the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

Traditional ground-based geophysical methods are based on the assumptions related to a stratified model of the geological medium and give limited possibilities for the investigation of the non-layered granite body.

The methods reviewed here are not traditional. The introduction of borehole radar and cross-hole tomography, and the application of SH reflection profiling on the surface

for non-oil prospecting are novel. Their novelty includes the development of hardware, as well as the processing and the interpretation of the data acquired.

The results of geophysics (such as, for example, the knowledge of reflecting surfaces or the velocity fields) in themselves are unusable without geological or hydrogeological explanations. Fortunately, examinations conducted on the area by other methods produced a large volume of data, thus facilitating the geophysical interpretation.

### Objectives

The geophysical methods listed in the title had different objectives. The ground-based methods investigated the covering loess layers and the surface of the granite with their physical properties, while the borehole methods imaged the interior of the granite. To achieve the first objective proved to be simple: methodological reports on the geophysical measurements and the integrated geophysical interpretation supported mutual results and described correctly the near-

horizontal interfaces. However, the interpretation of the information received from the granite itself was difficult.

In this paper the applied geophysical methods are outlined, detailing briefly their results, and the newest conclusions relating to the investigations of the granite are summarised.

### The methods applied

The geophysical methods used did not image the geological structures directly but the physical variations of the space were explored. This means that physical interfaces may exist — without any direct geological reason — inside the homogeneous domains (*e.g.* changes of mechanical or rock-tension properties have an influence on the seismic velocities) and some geological interfaces were not made visible by the given method.

Parameters measured by geophysical methods represent regular average values of a space domain determined by the resolution.

#### *Seismic reflection measurements*

Seismic reflection methods investigate the elastic waves reflected from the changes of acoustic impedance (product of wave velocity and density) inside a rock series. The multi-channel systems allow the imaging of all depth points from a multitude of source–receiver points (*e.g.* stacking, multi-coverage systems). The signal/noise ratio of the seismic sections is improved considerably by this process and the geological interfaces can be traced more easily. In the case of strongly varying seismic velocities or in an inhomogeneous, unlayered medium the interpretation of reflected arrivals become significantly complicated, even when the resolving power of the method scarcely exceeds the size of the objects. Generally horizontal or slightly dipping interfaces can be imaged by seismic reflection measurements.

The method can be based for the observation of different wave types. P (longitudinal)-wave measurements can be carried out by routine work. Despite signal generation difficulties, the S-wave measurements are more and more popular because the S-wave velocity values are one half or one third of the P-wave velocities. Consequently, in the case of an identical frequency range the resolution is better and is in the same proportion. Moreover, in the fractured zones the S-wave velocities decrease more than the P-wave velocities and this is a favourable fact for this type of investigation.

In this paper S means SH-wave (horizontally polarised transversal wave), whereas P and SV (vertically polarised transversal)-waves are converted into each other at the layer interfaces. SH-waves cannot be converted and this is why the identification of SH-waves is unambiguous.

On Figure 1 some synthetic seismograms are visible near the S reflection section calculated from real well-logging acoustic transversal wave velocity, density data and a 100 Hz input wavelet. This and other velocity and ampli-

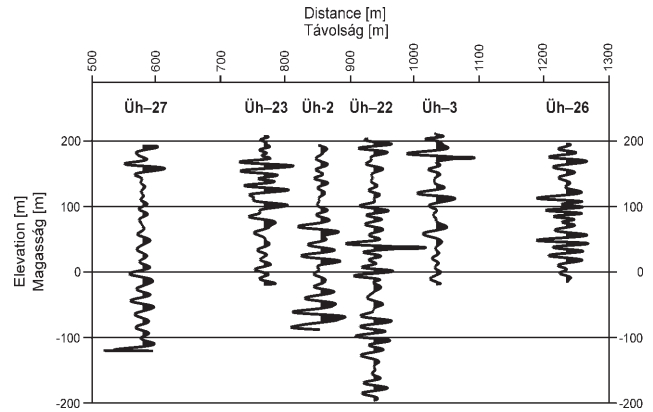


Figure 1. S-wave synthetic seismograms

1. ábra. Szintetikus S-hullám szeizmogramok

tude measurements verified that strong reflections can be expected from the granite body within the dynamic range of the seismic instrument. It means that reflected signals can be recorded not only from the granite surface but from the inner structure of the granite body as well. By polarisation studies of the seismograms (PRÓNAY et al. 2003) an author-independent study concluded that SH-wave arrivals can be recognised in the time interval corresponding to the interior of the granite (GÚTHY 2003). Conforming to further calculations the multiple reflections and the reflections from the granite body are in the same range of amplitude while the multiple reflections are attenuated by the stacking method. Even so the “multiple-suspicious” phenomena have been avoided during the interpretation.

5 profiles of P-waves (with a total length of 4 km) and 2 profiles of S-waves (with a total length of 2.1 km) were measured in the Üveghuta area. The reflection measurements fulfilled the basic objectives and the granite surface was imaged in detail by both wave types along the seismic sections (ZILÁHI-SEBESS 2003), while from the inner structure new information was achieved by S-wave reflection measurements.

#### *Seismic velocity and absorption tomography*

Seismic tomography is an image reconstruction technique. Using the latter method the distribution of some physical quantities of the inner structure can be determined from measurements carried out at the perimeter of the given domain, if measured data are line integrals of the observed physical quantity. Such a kind of connection is known from seismic studies between wave propagation times and the reciprocal of the velocity, and between the logarithm of the amplitudes and the absorption. The distribution of velocity and absorption can be determined by seismic tomography when the propagation times and amplitudes between shot points and geophones are measured along ray paths which cross each other. To get a reliable section of adequate resolution the observed area must be covered uniformly by a multitude of rays in conformity with direction and number.

In the Üveghuta Site seismic tomographic measurements were carried out between adjoining pairs of boreholes in the technically executable depth ranges. These measurements were performed along the profiles between Boreholes Üh-37 – Üh-27 – Üh-23 – Üh-3 – Üh-5 – Üh-26 and Üh-28 – Üh-3 – Üh-4, and Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZŰCS *et. al.* 2003). To calculate the velocity propagation parameters in the granite only the data from the boreholes were used. If the sources or receivers were to be placed into the low-velocity loess layers the tomographic data system would be charged with considerable errors. This is because the thickness of the loess can be determined by the precision of one cell only and this time delay is comparable with the total runtime in the granite.

The starting model and the boundary conditions for the SIRT (Simultaneous Reconstruction Technique) computer algorithms were provided by PSQ and PQ seismic borehole data (where P and S are seismic body waves, and Q is the quality factor). The computation is based on the modification of the wave propagation parameters along raypaths which cross each other in the space domain between boreholes until the misfit between computed and measured parameters (running times and amplitudes) are minimal.

The resolution of tomography between boreholes is direction-dependent, especially in the case of large borehole distances because of the partial absence of near-vertical rays; consequently steep elements are not imaged. Another inherent characteristic of imaging is that the accurate velocity of a small-sized, low-velocity structure is not mapped adequately by the tomography: it is “smeared”, because the rays do not cross the given structure (Fermat’s principle).

The results of the tomographic measurements at Üveghuta show some spots or stripe-like low- or high-velocity granite bodies. The structures are considered to be 2D ones because of the lack of 3D data. Most of the low-velocity bodies can be observed at rather shallow depths. In Boreholes Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 where the geometry was the most favourable, the velocity and absorption tomographic sections resolved even steep dipping elements (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZŰCS *et. al.* 2003).

It can be inferred from resolution parameters that tomographic spots and forms of zones do not necessarily display the peculiarities of the parameters recognised in drill-core or well logs. With this method the changes comparable to the wavelength can be observed. These changes are caused by the granite material, the fissures in the granite, the fissure infilling, the directions of fissures, *etc.*

According to the experiences at the Üveghuta Site, the seismic velocity and absorption (as rock parameters) are less infected by the rock stresses and the rock material but they depend decisively on the rock-mechanical condition.

The results of velocity and absorption tomography should be interpreted together: their data along the boreholes are in good correlation with smoothed, averaged well-log data principally with electric resistance, acoustic and seismic velocity (PSQ) sections.

### *PSQ and PQ measurements*

The PSQ seismic measurements (HERMANN 2003) were aimed at determining the P and S velocity sections and the quality factor in the borehole. During the measurement the source is placed on the surface close to the borehole and the receiver probe is moved in the borehole by steps of some metres. To make the wave recognition easier the longitudinal and the oppositely polarised transversal waves are generated separately. In accordance with the phenomenon mentioned before, the propagation of shear waves is favourable (SH) and by measuring the shear-wave velocity the real properties of the medium can be determined.

Comparing seismic downhole measurements and acoustic logging carried out in Boreholes Üh-2 and Üh-22, it is apparent that the values of wave velocities are similar in spite of the different penetrations and frequencies. This is particularly true in the case of longitudinal wave velocities, when the differences indicate different rock properties in the hole and its nearby surroundings.

Generally, the interfaces of mechanically separable granite and the variability of the granite surface are recognisable on the acoustic parameters while the properties of the granite body are the best in the PSQ measurements. Nevertheless, in spite of their inherent characteristics they are complementary methods.

As the down-hole velocities originate from vertical ray paths in the case of anisotropy, the horizontal velocities may differ from down-hole values. This can be especially true in the case of transversal waves because due to the better resolution, the velocity anisotropy may also depend on the orientation of the fractures.

Changes of seismic down-hole velocities indicate an alteration of the acoustic impedance; furthermore, their frequency domains are close to each other and that is why the results of reflection and down-hole measurements show a very good fit (Boreholes Üh-2, Üh-22, Üh-27).

### *Borehole radar measurements*

The ground-penetrating radar methods use electromagnetic waves in the 10–2000 MHz frequency domain. The propagation velocity is determined by the dielectric constant of the medium, while the absorption is affected by the conductivity. Either the velocity or the resistivity are changed at some interfaces, and a part of the radar signal is reflected while the remaining part enters into the next medium. In a borehole radar instrument the transmitter and the receiver antennas are placed in the same probe. When it is moved steadily in a borehole a reflection profile is generated during the measurement. The radiation pattern of 250 MHz and 100 MHz radar dipole antennas were circularly symmetric; consequently, the angle of the dipping interfaces were investigated but their azimuths could not be determined at the Bábaapáti (Üveghuta) Site.

The borehole radar measurements were carried out only in certain boreholes after their stabilisation (Üh-3, Üh-5, Üh-23, Üh-25, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-37 — PRÓNAY

2003). However, at some important places (where it is absolutely necessary to follow the large fractures in the surroundings of the boreholes) the execution of radar measurement was not possible because the borehole was cased by metal pipes.

Figure 2 shows the general features of a radar profile on a selected depth range in Borehole Űh-23. Because of the circular symmetry of the antennas the reflecting interfaces were imaged, in one plane, independently from the direction of dip. Furthermore, their intersections with the borehole creates characteristic V-shaped reflection signals.

The best results are available in mechanically good-quality granite bodies, with minimum conductivity providing the opportunity to qualify of rock materials together with well-logging resistivity results. In this actual case the least penetration depth is about 10 m from the hole axis on the upper part of the figure, while a 17 m penetration depth could be achieved in the best-quality granite on the lower part of the figure. The reflection interface can be traced in a 30 m range in good-quality granite (indicated by a red arrow in the figure).

Fractures, fractured zones and changes in the granite material may cause reflections (a monzogranite inclusion in the monzogranite is shown in the figure). Beside characteristic reflection signals, so-called diffractions could be detected, backscattered from the inhomogeneities. Those signals originate from the existing fractures, fissures and petrographic interfaces inside the granite body which are not intersected by the borehole itself.

The evaluation of radar measurements can be achieved by the supporting interpretation of well-logging and geological data. A simple example can be used to explain the relation between the two methods: the acoustic borehole TV sees the tree, the radar the wood, while their data complement each other.

### Imaging the granite inside

Geophysical information with the best resolution is provided by the well-logging and borehole radar applications because they took measurements in the immediate vicinity of the observed material. In spite of the good resolution of the methods, the measured parameters do not generally correlate, even in closely spaced boreholes. For the macro-level spatial descriptions of the extent of the granite body, the number of boreholes and the interpretation of well-logging data are insufficient altogether; the very detailed borehole information cannot compensate for the lack of spatial information between boreholes.

There is a special character of the granite body — beyond that which can be observed in the boreholes — and that is the variability in the scale between boreholes; this can be imaged with the best resolution by seismic cross-hole methods.

Given the lack of other possibilities the tomographic results were evaluated as phenomena with clear changes in

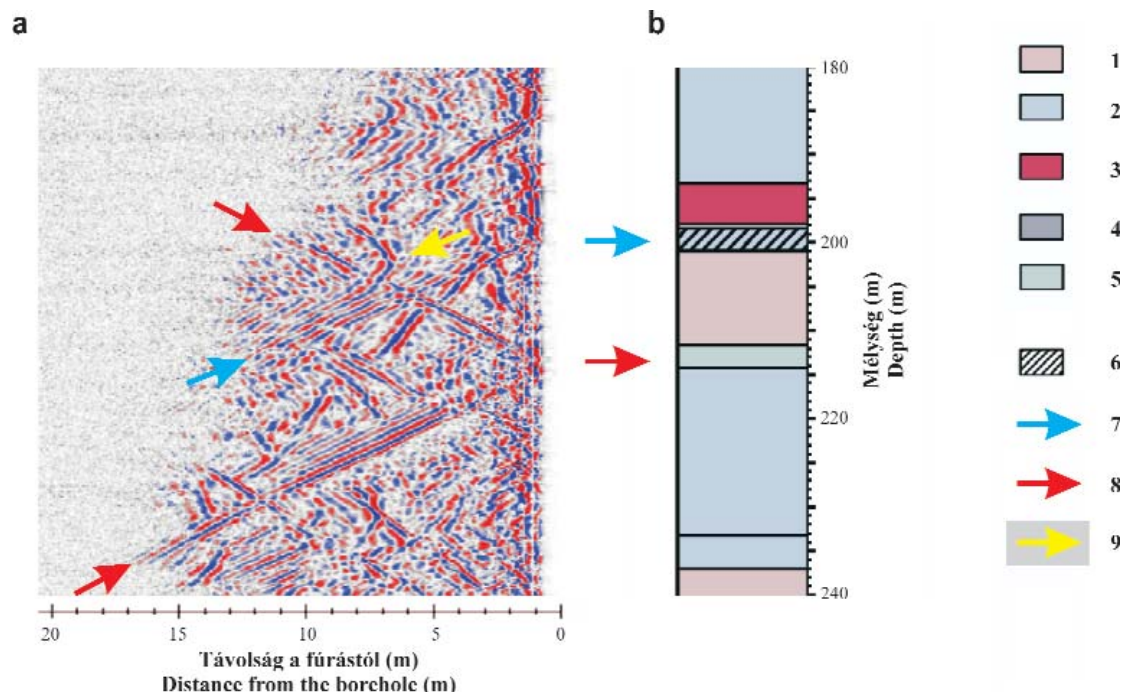


Figure 2. Selected part of a borehole radar section in Borehole Űh-23

a – borehole radar section, b – stratigraphic column. 1 – monzogranite, 2 – monzogranite, milonitic, cataclastic, 3 – microgranite, pegmatoid, aplite, 4 – xenolith, 5 – xenolith, mylonitic, cataclastic, 6 – slightly brokened, fissured zone, 7–8 – radar reflection, 9 – radar diffraction

#### 2. ábra. Lyukradar-szelvény részlete az Űh-23 fűrásban

a – lyukradar szelvény, b – rétegsor. 1 – monzogranit, 2 – monzogranit, milonitos, kataklasztos, 3 – mikrogránit, pegmatoid, aplit, 4 – xenolit, 5 – xenolit, milonitos, kataklasztos, 6 – gyengén repedezett, töredezett zóna, 7–8 – radarreflexió, 9 – radardiffrakció

the plane of the boreholes, while the changes of the real granite body show three-dimensional features. This is verified by seismic tomographic sections which were measured in the nearby planes of Üh-3 – Üh-23 and Üh-3 – Üh-22 – Üh-2 – Üh-23. Except for a discrepancy in resolution their similarity is only an approximate one. The structure recognised in the vicinity of Borehole Üh-3 (Figure 3) shows a different shape based on the measurements in different directions. According to the figure it is clear that the cross-hole sections are not necessarily characteristic slices of a given structure.

For the proper characterisation of granite it is suitable to use ground-based methods when the following criteria are given by those methods:

- the signals definitely originate from the granite body,
- significant difference in signal resolution is inadmissible,
- the area of measurements is appropriately covered by geophysical profiles.

These criteria are only partially and separately fulfilled by ground-based geophysical methods. Comparing the suitability of methods for extension of the attributes of the area inside and between the boreholes, the magnetotelluric method, 3D seismic first break tomography, and S-wave reflection profiling are suitable from the order of resolution point of view at the investigated area.

In the following the integrated interpretation of S-wave reflection and borehole tomography will be outlined with respect to the inner structure of the granite. The granite bodies are defined by seismic tomography (Figure 4, a), while blocks larger than bodies are marked by the S-reflection sections (Figure 4, b, c).

### Granite blocks and bodies

Inside the granite the reflections which originate from greater depths are more recognisable and have larger roles in the designation of blocks than those which originate from shallower depths. The borders of blocks were marked out by the breaks of seismic reflections. The strongest reflections can be seen on the profile BS, as emphasised by the colour blue near the level of 0–100 m asl (Figure 4, b). The same phenomena can be recognised — although in milder form but at a similar depth — on the section between 600 m and 800 m of the AS profile. An E–W directional structural connection is supposed along this reflection zone inside the block. On the basis of reflections this zone is supposed to have a continuation in the blocks joined to the profile AS and with a similar dip. In the other blocks, the structural importance of this zone decreases because the reflection can be recognised only in some places and with much a smaller amplitude.

On the profile AS a striking feature is another, deeper reflection zone crossing over the borders of the blocks. This zone could be reached in Borehole Üh-27 only at the bottom (see Figure 4, c); it is crossed by Borehole Üh-2 for a length of 60 m and at a depth below –30 m asl, while Borehole Üh-23 probably stops just above it. This reflection zone cuts off clearly between Boreholes Üh-2 and Üh-22, and then continues southward; it is only recognisable with sporadic occurrences. The northern and the southern borders of the block of Üh-2 coincide well with the results of the cross-hole tomography. The block is composed of an almost single body of granite of high velocity (Figure 4, a), bordered from below by the above-mentioned zone. Although the lines of tomography and reflection are slightly separated — starting from Üh-22

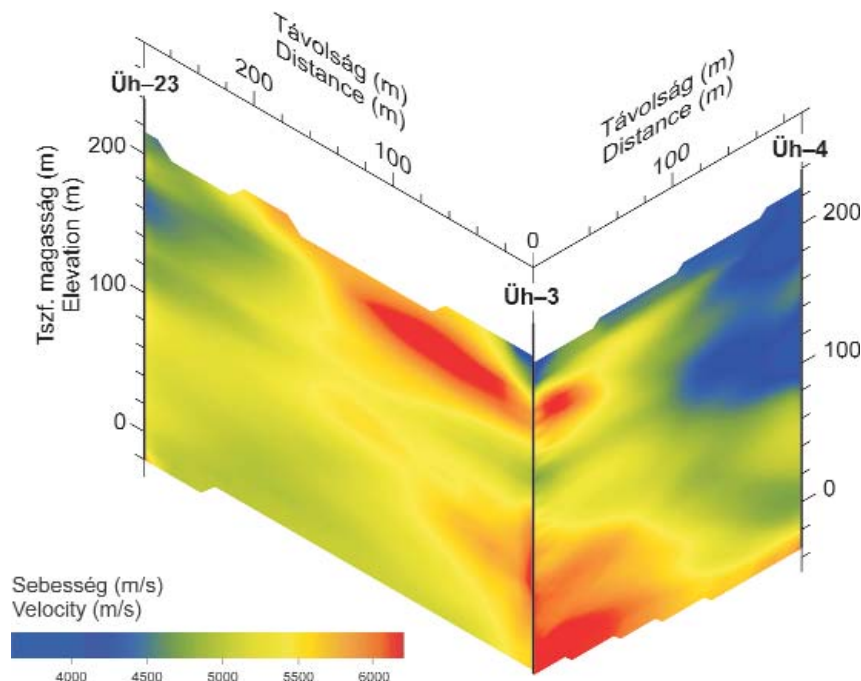


Figure 3. Tomographic velocity sections

3. ábra. Tomográf sebességszelvények

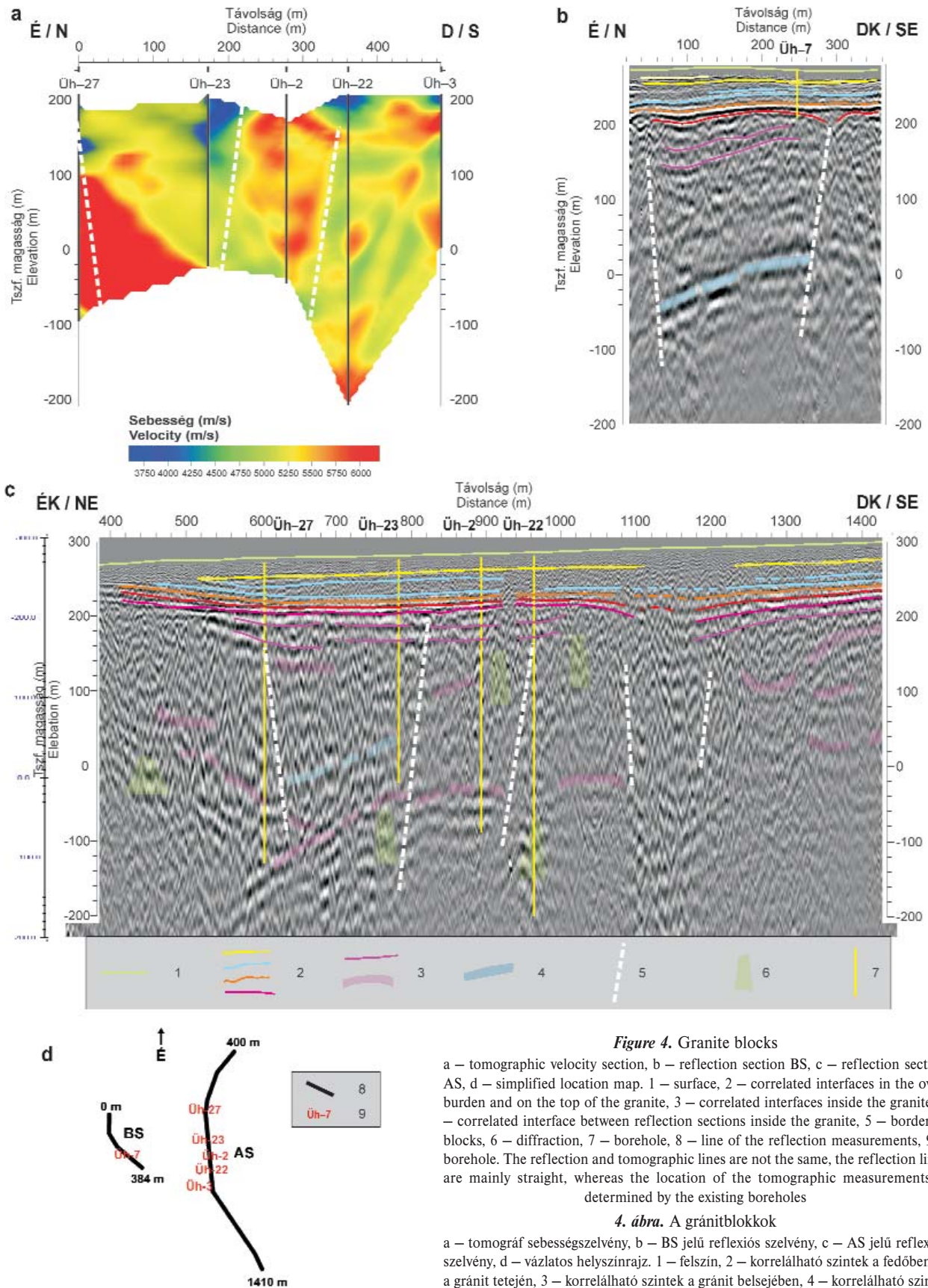


Figure 4. Granite blocks

a – tomographic velocity section, b – reflection section BS, c – reflection section AS, d – simplified location map. 1 – surface, 2 – correlated interfaces in the overburden and on the top of the granite, 3 – correlated interfaces inside the granite, 4 – correlated interface between reflection sections inside the granite, 5 – border of blocks, 6 – diffraction, 7 – borehole, 8 – line of the reflection measurements, 9 – borehole. The reflection and tomographic lines are not the same, the reflection lines are mainly straight, whereas the location of the tomographic measurements is determined by the existing boreholes

4. ábra. A gránitblokk

a – tomográf sebességszelvény, b – BS jelű reflexiós szelvény, c – AS jelű reflexiós szelvény, d – vázlatos helyszínrajz. 1 – felszín, 2 – korrelálható szintek a fedőben és a gránit tetején, 3 – korrelálható szintek a gránit belsejében, 4 – korrelálható szint a két szelvény között a gránit belsejében, 5 – blokkhatár, 6 – diffrakció, 7 – fúrás, 8 – reflexiós mérés nyomvonala, 9 – fúrás. A reflexiós és a tomográf szelvények nyomvonala nem azonos, a reflexiós szelvény közel egyenes, a tomográf szelvény helyét a fúrások helye határozza meg

— the block of Üh-22 appears much more structured at both sections. A structure nearly perpendicular to the profile is supposable from the local diffraction in Üh-22 near to the level of  $-100$  m asl.

The two borders of the blocks marked on the profile AS at 1100–1200 m are — at the same time — the side borders of the low-velocity body of Üh-4. This body extends towards Üh-5, almost reaching it, according to the seismic tomography. The reflection profile passes on, to the verge of the low-velocity body; this shows that, the reflections with low velocity but large energy originated from the side and/or the bottom, and they suppress arrivals from beneath the body (SHTIVELMAN, MARCO 2003) The boundaries of blocks delineated on the basis of reflection survey are in good correlation with the structure of the magnetotelluric anomalies (VÉRTESY et al. 2004). On the basis of the seismic tomography, the granite can be characterised as a block structured with several bodies. Moreover, it consists of bodies without any structure and border inside, but which do have different seismic velocities and absorption, and different sizes (Figures 4, a and 5, a).

The velocities of longitudinal waves in the two categories of the bodies are 5300–6000 m/s (the category of high velocity) and 4000–5300 m/s (the category of low velocity). The approximate shape of the bodies can be seen in the figures (with an accuracy allowed by the limits of the method) as separated spots having red/yellow or blue/green colours. There is a body of large velocity in the vicinity of Üh-27 and Üh-3 and below 100 m asl, while bodies of low velocity can be observed in the neighbourhood of Üh-23 and Üh-4 between 100 m and 200 m asl. The characteristic dimension of the smallest bodies which

can be observed are 20 m (*e.g.* spots having large velocity between Boreholes Üh-22 and Üh-3). The size of the largest body is commensurable with the distances between boreholes, *i.e.* 200–250 m. (This is the case with the body with large velocity between Üh-27 and Üh-23, and this probably continues towards Üh-37.)

The material of bodies with larger velocity has a better mechanical condition than the lower velocity ones according to the cross-hole tomography. Higher seismic velocity within a body is coupled with higher resistivity, while the smaller one is coupled with smaller resistivity, according to the well-logging data (Figure 5, b).

The bodies are usually separated by transitional, weakened zones on the tomographic maps.

Both the acoustic wave propagation velocity and the resistivity of these weakened zones are small (ZILAHÍ-SEBESS 2003). Arrows in Figure 5, b point out the similarities of weakened zones detected in the neighbouring boreholes.

The directions of transition zones on the velocity map demonstrate variations. It is notable that the weakened zone at about 100 m asl located between Üh-28 and Üh-3 appears on the maps measured between the boreholes of Figure 4, a (except for the upper block of Üh-2). This transitional zone slopes gradually from Üh-3 towards Üh-4.

It is very probable that the borders of the blocks and bodies described above could be treated with a uniform approach if the domains of the two seismic data sets coincided over a larger area. For example, one of the most important events is the definitely visible bunch of reflections beneath Üh-27, Üh-2 and Üh-23. In this domain the tomogram is strongly deficient in data and the fractured zone can only be recognised in the surroundings of the  $-70$  m asl level of Üh-2.

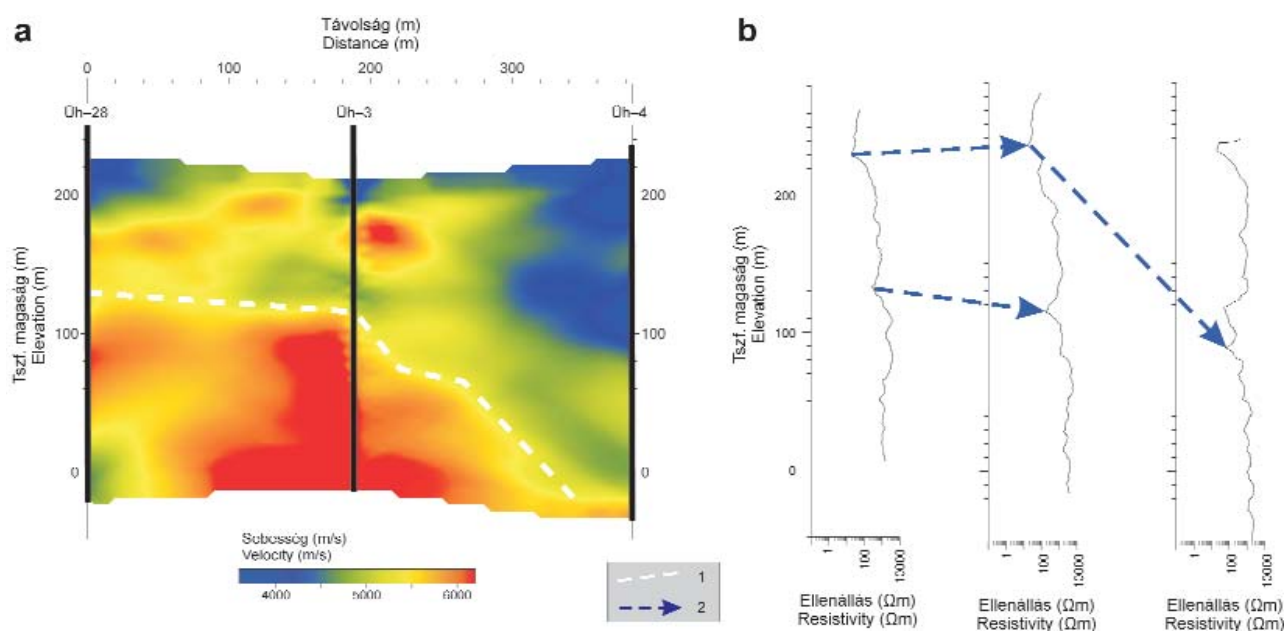


Figure 5. Granite and weakened zones

a – tomographic section, b – resistivity log. 1 – correlated features on the tomographic section, 2 – correlated features on the resistivity log

### 5. ábra. A gránittömbök és a gyengült zónák

a – tomográf sebességszelvény, b – mélyfúrás-geofizikai ellenállászelvény. 1 – korrelálható jelenségek a tomográf szelvényen, 2 – korrelálható jelenségek a lyukbeli ellenállásgörbén

Table 1. Summary of geophysical features of blocks and bodies

No.	Block	Borehole section [m asl]	Seismic characterization	Hydraulic potential characteristic (m asl)**	Notes
1.	I.	Üh-27 (200-120)	body with low velocity values, [4000-5200 (m/s)], the bottom of the body can be traced both on the reflection and the tomographic section	201	
2.	I.	Üh 27 [120 ( 80)]	body with high velocity values [6000 (m/s)], interfaces within the body detected on the seismic reflection section correlate well with the places of water-inflow	190	1. reflection surroundings: high-resistivity of rock, the incidence of fissures increases some places wherein the decrease of resistivity does not influence the velocity and the average amplitude of BHTV; the number of fissures with flat dips increases relatively*  2. reflection surroundings (bottom of the bore-hole): the value of $V_p/V_s$ increases, resistivity decreases strongly*
3.	II.	Üh-23 (200-45)	body mostly with low velocity values, [3800-5100 (m/s)] but not uniformed	212	irregularly high potential value; it has no response for interference tests**
4.	II.	Üh 23 [45 ( 30)]	place of seismic reflection at about 20 m asl coincides with the place of the water inflow detected in the borehole; there is a definite, well identifiable block interface towards Üh 2 visible on reflection section	high decrease of hydraulic pressure at about 45 m asl	the bottom of the borehole is very near to the reflective interface detected at the bottom of Boreholes Üh 27 and Üh 2  see the well-logging illustration on Figure 6
5.	III.	Üh-2 [170-(-100)]	it is a body and a block itself with high-velocity values [5300-6000 (m/s)], seismic reflections from 30 m asl that can be definitely traceable in the direction of Üh 23, but breaks towards Üh 22	190	the resistivity and the velocity of transversal waves definitely decrease from 0 m asl downward to the bottom, as shown in Figure 6*  fast hydraulic connection with Üh 27 through the bottom of the borehole**
6.	IV.	Üh-22 [200-(-100)]	separately bodies with high- and low-velocity values [4200-5200 (m/s)], steeply dipping anomalies detected on the tomographic sections also appear on the VSP sections	212	according to the geological description the zones with low velocity values indicate argilised and fractured granite,  zones of low velocities refer to fractured zones of granite respectively*
7.	IV.	Üh 22 ( 100)	strong diffraction zone at about 100 m asl, definite block interface towards Üh-2 both on the reflection and the tomographic sections	197	body interface, coupled with the change of the statistic value of the dip direction*
8.	-	Üh-28 (180-125)	body with low-velocity values [4800-5400 (m/s)]	218	possible relation together with the well logging towards the Üh-3 and Üh-4 at 125 m asl
9.		Üh 28 (125 25)	body with high-velocity values [5800 (m/s)]	197	body is not homogenous or uniform towards Üh 3
10.	-	Üh-28 [25-(-40)]	body with low-velocity values [4600 (m/s)]	202	

\* references based on the report of ZILAHİ-SEBESS (2003) or on the well-logging data measured subsequently

\*\* references adopted from reports of BENEDEK et al. (2003) and ÁCS et al. (2003).

For the presentation of granite blocks and bodies and other important phenomena illustrating seismic results, their geophysical features are summarised in Table 1. The hydrogeological relations are analysed below.

### Hydrogeological relations

The inhomogeneities of the granite and the hydraulic connections inside and between the granite blocks and bodies can be verified along the scale of seismic sections mainly using hydrogeological investigations (BENEDEK 2003; ÁCS 2003)

On the basis of a joint interpretation of the results of the investigations it was concluded that the water-conducting capacity of fissure systems attached to the decreased velocity zones of reflection profiles exceeds the in-block conductivity parameters. These are the *primary* conducting zones inside the granite, because the conduction of water occurs mainly across this system of fissures. The real path of water conductivity inside the structures seemed to dip at a low angle on the seismic section according to the heat-flow measurements, which have a higher resolution (SZONGOTH, GALSA 2003), whereas the conductive fissures are small and show steep dip. The conductivity path, which is almost parallel to the reflection structure, can be explained by the superposition of these criss-crossing fis-

tures and their different dips. A structure which could be coupled with the water conductivity is indicated on the section by reflections from Üh-2 to Üh-27 (and further, to Üh-37). This interpretation can be supported by the results of interference tests (Üh-27 – Üh-2) and the single-borehole tests even if the geological features of the boreholes do not support this correlation. The interference tests showed mutually the same picture and the borehole sections which gave an unambiguous response (*i.e.* the lower parts of holes) proved to be sections with an identical initial groundwater head according to the single-hole tests.

A similar phenomenon could be supposed inside the block of Üh-23. Around the reflection marked with blue on Figure 4 there is a rapid change in hydraulic potential, while there is no water conduction towards the neighbouring blocks (Table 1, Row 4). Figure 6 shows the well-logging characteristics of the surroundings of the groundwater-head step. The fracture appears in the relatively high-velocity domain as a definite relative minimum in the resistivity and transversal wave velocity. Inside the blocks with high seismic velocities the initial groundwater heads are in all cases lower than in the low-velocity ones. In the cases examined all the groundwater heads of the high-velocity blocks were below 200 m asl, while in the blocks of low velocity they are always above 200 m asl.

On the basis of all the above considerations it can be stated that the blocks form independent, separate hydraulic sys-

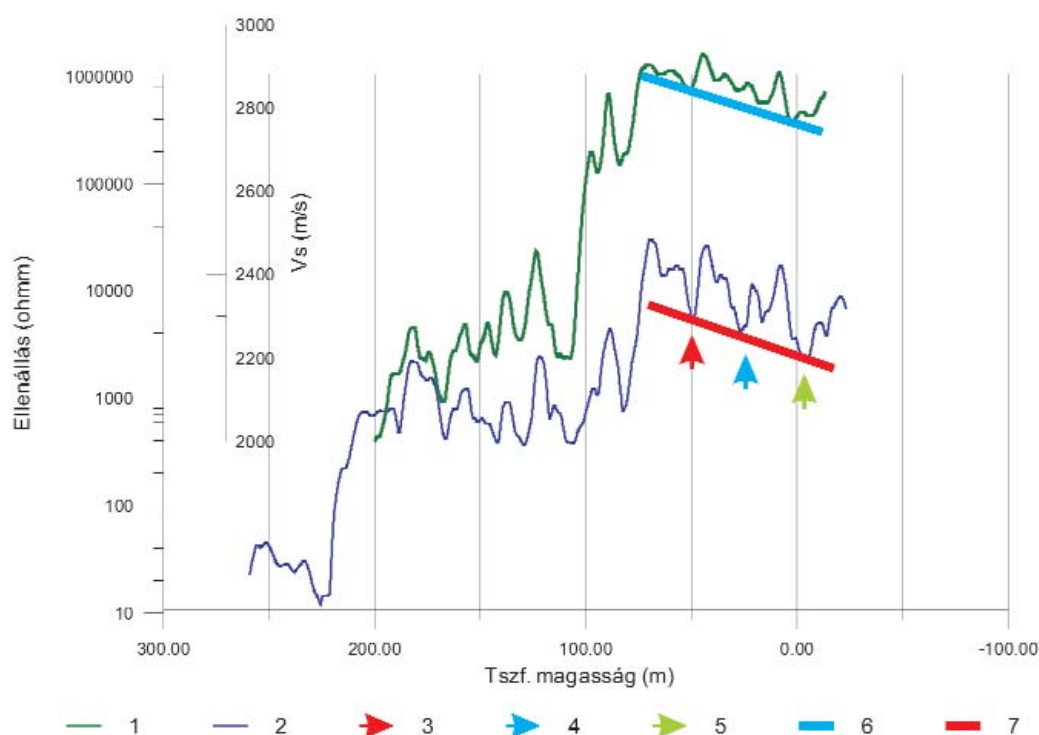


Figure 6. Connection between seismic and well-logging features in Borehole Üh-23

1 – acoustic log, 2 – resistivity log, 3 – location of the groundwater-head step, reflection, 4-5 – reflections, 6 – depth trend on the  $V_s$  log, 7 – depth trend on the resistivity log

6. ábra. A szeizmikus és mélyfúrás-geofizikai jellemzők kapcsolata az Üh-23 fúrásban

1 – akusztikus hullámsebesség, 2 – ellenállás, 3 – potenciálugrás helye, reflexió, 4-5 – reflexiók, 6 – mélységtrend az  $V_s$  görbén, 7 – mélységtrend az elektromos görbén

tems related to the seismic velocity. While the high-velocity surroundings of Üh-27 and Üh-37 have transmissivity values exceeding the local average by 3-4 times (BALLA et al. 2003), Üh-23 shows average velocity together with average transmissivity. The numerical interrelation of the transmissivity and seismic velocity could not be determined because domains affecting the transmissivity do not affect the tomographic velocities due to their small geometric dimensions. Careful observation of the boreholes showed that the fissured zones are still producing a small amount of water. The real path of the water is concentrated on a very small part of boreholes and this is often a larger fissure alone.

The bodies with low velocities usually have worse water conductivity than ones of high velocity because the body as a whole, and also their fissure systems, have become so argillaceous that the water conductivity has been reduced. This hypothesis can be supported by the low wave propagation velocity which cannot be explained by the porosity alone.

The bodies with good water conductivity have good mechanical conditions as a whole while their fissures — being without clay minerals — are probably open. Besides these, the water-conducting zones in the scale of the well logs show relatively lower velocities than the tomographic velocities of the body. This can be explained by the fact that the bodies of low velocity — despite their stronger fissured condition — have worse water conductivity. The well-logging results (SZONGOTH, GALSA 2003) inside the bodies of high-velocity water-conducting fissures with steep dips are typical. On the basis of tomograms this could be concluded only because the boreholes are separated in bodies one by one.

The examination — from a hydraulic point of view — of the weakened zones inside the blocks delineated by geophysical methods needs more data, too. It is probable that weakened zones having small dips on the tomograms are

poor conductors of water (see on the Figure 4, a the connection of Üh-22 and Üh-3 near 100-140 m asl, BENEDEK et al. 2003). The water-conducting properties of the southern part of the profile AS may be worse than those of the northern part, being rich in reflections and so having a better mechanical state (Figure 4, c). The “damming zones” in the belt separating the two parts are probably argillaceous, fissured zones at right angles to the seismic section (BALLA, MOLNÁR 2004; BALLA et al. 2004). Such structures, which are deficient in seismic reflections, can be found on the section between Boreholes Üh-2 and Üh-22 (narrow band), and between Boreholes Üh-22, Üh-5 and Üh-26 (broad band).

## Conclusions

The methods described contributed fundamentally to the investigation of the surface and to the knowledge of the spatial characteristics of the granite. The granite in the boreholes, and in its extended surroundings, can be well characterised by well-logging and borehole radar methods. The electric and seismic (acoustic) parameters correlate with each other adequately.

In this paper the possibility of joint interpretation of the coplanar S-reflection and seismic cross-hole tomography and the geological-hydrogeological data have been shown. The zones, which could be connected to the structures founded on S-reflection profiles, probably have water-conducting capacities. Compared with these the good water conductivity along the steep fractures inside the high-velocity blocks (delineated by P cross-hole tomography) plays a secondary role in hydraulic connections. The weakened zones between the bodies have less importance from the point of view of water conduction and their roles need further investigation.

## References — Irodalom

- ÁCS V., BENEDEK K., MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. A telephely hidraulikus potenciáltere (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Dynamic potential field of the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., MOLNÁR, P. 2004: Hydrodynamic testing of boreholes at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Kútvizsgálatok a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA Z., ALBERT G., CHIKÁN G., DUDKO A., FODOR L., FORIÁN-SZABÓ M., FÖLDVÁRI M., GYALOG L., HAVAS G., HORVÁTH I., JÁMBOR Á., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., KOVÁCS-PÁLFFY P., MAROS GY., MARS I., PALOTÁS K., PEREGI ZS., RÁLISCH L.-NÉ, ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZÓCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILÁHI-SEBESS L. (ELGI), GALSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P. (GOLDER), SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bataapáti (Üveghuta), 2002-2003 [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bataapáti (Üveghuta), 2002-2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., TÓTH, GY., BENEDEK, K., MEZŐ, GY., MOLNÁR, P. 2004: Hydrogeological pattern of the Bataapáti (Üveghuta) Site [A Bataapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BENEDEK K., ÁCS V., ANDRÁSSY M., MOLNÁR P. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. A telephely hidraulikus kapcsolatai (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Hydraulic connections at the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- GÚTHY T. 2003: Nyíróhullám mérések vizsgálata (in Hungarian: Investigation of shear waves). — *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

- HERMANN L. 2003: Jelentés a PSQ mérésekről (in Hungarian: Report on the PSQ measurements). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY Zs. 2003: Jelentés a fúrókúrában végzett radar vizsgálatakról (in Hungarian: Report on the radar investigations in boreholes). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY Zs. NEDUCZA B., TÖRÖS E. 2003: P- és S hullám szeizmikus reflexiós mérések, jelentés (in Hungarian: P- and S-wave reflection seismic survey, a report). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- PRÓNAY Zs., TÖRÖS E. 2003: Jelentés a szeizmikus sebességtomográfiáról (in Hungarian: Report on the seismic velocity tomography). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.
- SHTIVELMANN, V., MARCO, S. 2003: Seismic characteristics of shallow fault zones. – *9<sup>th</sup> European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, O-025*, Prague.
- SZONGOTH G., GALSÁ A. 2003: Áramlás és hőmérséklet mérések komplex értelmezése (az 1998–2003-ban végzett összes mérés alapján) [in Hungarian: Integrated interpretation of flow and temperature measurements (from all measurements conducted in 1998–2003)]. – *Manuscript*, Geo-Log Kft., Budapest.
- SZŰCS I., MENYHEI L., GACSÁLYI M. 2003: Jelentés az Üveghuta körzetében 2002–2003-ban végzett abszorpciós tomográfiai mérések feldolgozásáról (in Hungarian: Report on the processing of the seismic absorption tomography conducted in the vicinity of Üveghuta in 2002–2003). – *Manuscript*, Geopard Kft., Pécs.
- VÉRTESY L., FANCSIK T., FEJES I., GULYÁS Á., HEGEDŰS E., KOVÁCS A. Cs., KOVÁCS P., KISS J., MADARASI A., SÖRÉS L., SZABÓ Z., TÓTH Z. 2004: Geophysical survey at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Felszíni geofizikai mérések a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ZILÁHI-SEBESS L. 2003: Geofizikai adatok integrált értelmezése 3., 3.3.2 fejezet (in Hungarian: Integrated interpretation of geophysical data, 3, Chapter 3.3.2.). – *Manuscript*, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Budapest.



## Kiegészítő felszíni és lyukbeli szeizmikus és radarmérések a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen

TÖRÖS ENDRE<sup>1</sup>, PRÓNAY ZSOLT<sup>1</sup>, NEDUCZA B.<sup>1</sup>, HERMANN L.<sup>1</sup>, ZILÁHI-SEBESS LÁSZLÓ<sup>1</sup>, SZÜCS I.<sup>2</sup>, MENYHEI L.<sup>2</sup>, GACSÁLYI M.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17–23.

<sup>2</sup>Mecsekérc Rt., 7633 Pécs Esztergár L. u. 19.

<sup>3</sup>Geopard Kft., 7610 Pécs Pf. 10.

**Tárgyszavak:** Délkelet-Dunántúl, gránitok, lyukközi módszerek, Magyarország, mélyúrási geofizika, Mórággy-rög, radarmódszerek, szeizmikus módszerek, szivárgási tényező, tomográfia, tömbös szerkezet, transzmisszivitás

### Összefoglalás

A dolgozatban az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezését célzó kutatások közül elsősorban azoknak a geofizikai módszereknek a leírását adjuk meg, amelyek kivitelezéséhez fúrólukakra volt szükség.

Kivétel ez alól a felszíni reflexiós szelvényezés, mert az eredmények együttes értelmezéséhez ennek a módszernek a bemutatását is itt volt célszerű szerepeltetni, valamint a mélyfúrás-geofizika, amely nem része a tárgyalásnak.

A kutatás legfontosabb eredménye a gránittest jellemzése az egyazon szelvényben mért S-reflexiós és szeizmikus lyukközi tomográf mérések együttes értelmezésével, amelyek alapján a gránittest blokkszerű és tömbös szerkezetére kaptunk információt. A geofizikai mérésekkel kimutatott csökkent sebességű szerkezetekhez a földtani-vízföldtani adatok szerint vízvezető szerkezetek kapcsolhatók, amelyek meghatározhatják a tervezett tároló területén lévő hidraulikai kapcsolatokat.

### Bevezetés

A kiegészítő geofizikai mérések kivitelezésére Bátaapátiban, az atomerőművi kis és közepes radioaktivitású hulladékok végleges elhelyezését célzó földtani kutatások keretén belül került sor, és e mérések a területen folyó, 2002. és 2003. évi fúrásos kutatásokhoz kapcsolódtak. A méréseket a telephely központi helyzetű dombgerincén és annak közvetlen környezetében végeztük.

A geofizikai vizsgálatok szempontjából a terület kedvezőtlen adottságú. A 40-60 m-es mélységben lévő gránitfelszínt fedő lösz mind elektromágneses, mind szeizmikus szempontból megnehezíti a gránittestnek és ezen belül a tervezett hulladéktároló helyének a kutatását.

A hagyományos módszerek a rétegzett közeg földtani modelljén alapulnak, korlátozott lehetőséget adva a nem rétegzett gránittest felszíni geofizikai módszerekkel történő megismeréséhez.

A bemutatott geofizikai módszerek nem hagyományosak. Újszerű a radar fúrólukbeli alkalmazása, és ha elvében nem is, gyakorlatában mindenképpen az a fúrólukak között végzett szeizmikus átvilágítás vagy a transzverzális hullám-

forrással végzett felszíni szeizmikus reflexiós kutatás nem olajipari célú alkalmazása. Újszerűségük kiterjed a felhasználásra, a megfelelő eszközök fejlesztésére, az adatfeldolgozásra és az értelmezésre is.

A geofizikai kutatások végeredménye, pl. a reflektáló felületek vagy a sebességtér ismerete önmagában nem használható adat, ha létezésének nincs földtani vagy vízföldtani magyarázata. Szerencsére a területen folyó egyéb kutatások bőven szolgáltatottak adatokat a geofizikai értelmezés megkönnyítéséhez.

### A feladat meghatározása

A címben felsorolt geofizikai méréseknek a kutatás során különböző céljuk volt. A felszíni módszerekkel a lösz fedőrétegnek, illetve a gránittest felszínének nyomozása és fizikai jellemzése, míg a fúrólukakat használó módszereknél a gránittest belsejének leképezése volt az elsődleges cél. Az első feladat megoldása egyszerűbbnek bizonyult, az egyes geofizikai méréseket követő módszertani jelentések, majd a geofizikai integrált értelmezés egymás eredményeit támo-

gatva jól írták le a többnyire vízszintes vagy kis dőléssel jellemezhető határfelületeket, míg a gránittest belsejéről kapott információk értelmezése nehezebb volt.

A dolgozatban ismertetjük az alkalmazott geofizikai módszereket, röviden taglaljuk azok eredményeit, majd összefoglaljuk az ezekből levezethető, a gránittest belsejének vizsgálatára vonatkozó legújabb eredményeket.

### Az alkalmazott módszerek

A geofizikai módszerek nem közvetlenül a geológiai szerkezeteket, hanem az adott módszerrel vizsgálható fizikai teret képezik le. Ez viszont azt is jelenti, hogy kőzettanilag homogén térrészekben belül is lehetnek fizikai határfelületek közvetlen anyagi ok nélkül (pl. a szeizmikus hullámterjedési sebességet befolyásoló kőzetfeszültségbeli változások).

A geofizikai módszerekkel mért paraméterek rendszerint a módszer felbontóképessége által meghatározott térrész átlagos értékei.

#### *Szeizmikus reflexiós mérések*

A szeizmikus reflexiós mérések az összesen belüli akusztikus impedancia (a szeizmikus hullámsebesség és a sűrűség szorzata) változásairól visszaverődő rugalmas hullámokat vizsgálják. A mérés során alkalmazott, sok csatornát használó észlelési rendszer lehetővé teszi, hogy minden egyes mélységpontot több adó-vevő párból képezzünk le (stacking, többszörös fedésű rendszerek), ez az eljárás a szelvények jel/zaj viszonyát nagymértékben javítja. Az eredményszelvényen az egymással korrelálható reflexiók révén a folyamatos réteghatárok jól követhetők. Változó hullámterjedési sebességű vagy nem rétegzett közegben a módszer felbontóképességét alig meghaladó inhomogenitásokról származó reflexiós jelenségek értelmezése jelentősen megnehezül. A szeizmikus reflexiós mérésekkel elsősorban vízszintes vagy kis dőlésű határfelületek képezhetők le.

A mérések különböző hullámtípusok reflexiójának vizsgálatára alapozhatók. Rutinszerűen végezhető a P (longitudinális)-hullám mérése. A jelkeltés nehézségei miatt ez kevésbé igaz az S (transzverzális)-hullám mérésére. Mivel azonban az S-hullámok sebessége fele-harmada a P-hullámokénak, azonos frekvencia esetén a felbontásuk ugyanilyen arányban jobb, ezért alkalmazásuk a nehézségek ellenére egyre inkább elterjed. Ráadásul az S-hullámok sebessége a töredezett zónákban jobban lecsökken, ezért az ilyen jelenségek kimutatására alkalmasabbak. Az S-hullám mérések esetünkben SH (horizontálisan polarizált transzverzális hullám)-mérések, mert míg a P- és az SV (vertikálisan polarizált transzverzális)-hullámok a réteghatárokon egymásba konvertálódnak, addig az SH-hullámok nem, ezért az SH-hullámok azonosítása egyértelmű.

Az 1. ábrán néhány üveghutai fúróluknak a mélyfúrás-geofizikai adatokból származó akusztikus transzverzális hullámsebességéből és sűrűségéből, valamint a 100 Hz-es szeizmikus bemenő jelből számított szintetikus szeizmo-

gramja látható. Ez igazolta, hogy a gránit belsejéből erős reflexiók várhatók, amelyek amplitúdója a regisztráló műszer dinamika-tartományán belül van. Másképpen fogalmazva, nemcsak a gránit felszínéről, hanem a gránittest belsejéből is származtathatók szeizmikus jelek, amelyeket megfelelő mérési technikával regisztrálhatunk. A szeizmogramok (PRÓNAY et al. 2003) polarizációs vizsgálatából GÚTHY (2003) is arra a következtetésre jutott, hogy a gránit belsejének megfelelő időtartományában SH-hullám-beérkezések ismerhetők fel. Saját vizsgálataink szerint az ugyanazon időhöz tartozó, a gránit felszínéről, majd a felszínről oda-vissza reflektálódott ún. többszörösök, illetve a gránittest belsejéből érkező reflexiók amplitúdóértékei egy nagyságrendbe esnek, megnehezítve ezzel a gránittestből érkező hasznos jelek felismerését. Ugyanakkor segíti az azonosítást, hogy a reflexiós mérésnél alkalmazott ún. többszörös fedésű (stacking) módszer (egyazon reflexiós felületemről származó jelek összegzése) révén a többszörösök csillapodnak. Mindezekről függetlenül a többszörösgyanús tartományokat kihagytuk az értelmezésből.

A bátaapáti (üveghutai) területen 5 db P- és 2 db S-szelvényt mértünk le, 4, illetve 2,1 km teljes hosszban. A reflexiós vizsgálatok az alapfeladatot, a szálban álló gránit felszínének szelvény menti részletes leképezését mindkét hullámtípus esetében megfelelően megoldották (ZILAHÍ 2003), az S-hullám reflexiós mérések pedig a gránittest belsejére vonatkozóan új ismereteket is hoztak.

#### *Szeizmikus sebesség- és abszorpciós tomográfia*

A szeizmikus tomográfia egy képrekonstrukciós eljárás. A tomográf módszerekkel valamilyen fizikai mennyiség eloszlása egy tartományon belül meghatározható a tartomány kerületén végzett átvilágítás típusú mérések adataiból, ha a mért értékek a vizsgált fizikai mennyiség vonalintegráljai. A szeizmikában ilyen kapcsolat van a hullámterjedési idők és a sebesség reciproka, valamint az amplitúdók csökkenésének logaritmusai és az abszorpció között. A szeizmikus tomográfiában a vizsgált tartomány kerületén elhelyezett robbantópontok és geofonok között, egymást keresztező sugárutakon mérjük a terjedési időket és az amplitúdókat, s ennek alapján számítjuk a terület sebesség- és abszorpcióeloszlását. Megbízható és minden irányban megfelelő felbontású eredményszelvényekhez a vizsgált terület nagyszámú sugárral való irány és sűrűség szerint egyenletes lefedettsége szükséges.

Az üveghutai területen az Üh-37 – Üh-27 – Üh-23 – Üh-3 – Üh-5 – Üh-26 és az Üh-28 – Üh-3 – Üh-4, valamint az Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 fúrásokon átvezetett szelvényekben, egymással szomszédos fúrólukok között végeztünk szeizmikus tomográf méréseket a technikailag kivitelezhető mélységtartományokban (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZÜCS et al. 2003). Csak a fúrólukbeli adó-vevő párokat használtuk, azaz gránitbeli hullámterjedési paraméterekkel számoltunk, mivel felszíni források vagy geofonok alkalmazása esetén a kis sebességű löszben a

kiértékelésnél egy cellányi időkézés összemérhető a gránitban a teljes futásidővel, így hatása a tomográf adatrendszer aránytalanul nagy hibával terhelte volna.

Az SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) kiértékelő algoritmus alkalmazásához szükséges fúrólukbeli peremfeltételeket a PSQ, PQ (P, S szeizmikus testhullám sebességek és a Q-jósági tényező értékeinek meghatározására végzett down-hole mérések) adatai szolgáltatták. A kiértékelés lényege, hogy az egymást keresztező sugárutak mentén úgy módosítjuk a lyukközi térrész paramétereit, hogy a következő iterációs lépésben a számított hullámterjedési paraméterek (futásidők, amplitúdók) egyre kisebb hibával illeszkedjenek a mért adatrendszerhez.

A lyukközi tomográf mérések felbontóképessége, különösen a nagy távolságú fúrólukpároknál, irányfüggő: a függőlegeshez közel álló sugárutak ritkasága miatt a nagy dőlésű elemek nem képezhetők le. A leképezés egy másik jellegzetessége, hogy a fúrólukak közötti térben lévő kisebb sebességű szerkezetek pontos sebességértékét a tomográfia nem adja meg, „elkeni”, mert a legkisebb terjedési időt adó sugarak jelentős része az adott szerkezetet elkerüli (Fermat-elv).

A bátaapáti (üveghutai) tomográf mérések eredménye egy-egy, lyukak közötti foltként, esetleg sávszerűen megjelenő kis- vagy nagysebességű test, illetve az ezen térrészek közötti, az átlagosnál kisebb sebességű, gyengült zóna. Néhány kivételtől eltekintve jellemző, hogy a csökkent sebességű tömbök inkább a kisebb mélységekben figyelhetők meg. A legkedvezőbb geometriájú mérésnél — az Üh-23 – Üh-2 – Üh-22 – Üh-3 fúrásán át — mind a sebesség-, mind az abszorpciós tomográf szelvényeken meredek dőlésű elemek is megjelennek (PRÓNAY, TÖRÖS 2003; SZŰCS *et al.* 2003).

A mérés felbontóképességéből következik, hogy a fúrási magmintákon vagy a mélyfúrás-geofizikai mérésekből megismert részletesebb kutatási léptékű paraméterjegyeket a tomográf sebességtér nem feltétlenül jeleníti meg. A tomográf módszerrel a mérési hullámhosszal összemérhető változások figyelhetők meg, amelyet együttesen alakítanak ki az anyagi jellemzők, a repedezettség, a repedéskitöltések anyaga, a repedezettségi irányok stb.

Tapasztalatunk szerint a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen a fúrólukak között mérhető szeizmikus sebesség és abszorpció, mint kőzetjellemző paraméter, értéke legkevesebé a közzettest feszültségállapotától és anyagától, sokkal inkább annak mechanikai állapotától függ.

A sebesség- és abszorpciós tomográfia eredményei együttesen értelmezendők, a fúrólukak mentén az adatok jól korrelálnak a simított, átlagolt fúróluk-geofizikai mérésekkel, elsősorban az elektromos ellenállás és az akusztikus, valamint a szeizmikus sebesség (PSQ) szelvényekkel.

### PSQ- és PQ-mérés

A PSQ szeizmikus mérések (HERMANN 2003) célja a fúrólukak szeizmikus P- és S-sebességszelvényének, valamint jósági tényezőjének (Q) meghatározása fúrólukakban. A mérés során a hullámforrás a felszínen, a lyukszáj közelé-

ben van, a vevőszondát pedig a fúrólukban mozgatjuk néhány méteres lépésközzel. A hullámfelismerés megkönnyítéséhez a forrásoldalon eleve külön keltünk longitudinális és külön két irányból horizontálisan, de ellentétesen polarizált nyíróhullámokat (SH). A reflexiós mérésnél is említett jelenség szerint a mérés szempontjából kedvező SH-hullámok terjedési sebességének megmérésevel a közeg konverzió által nem torzított nyíróhullám-tulajdonságai határozhatók meg.

Az Üh-2 és Üh-22 fúrólukokban végzett lyuk-felszíni szeizmikus és mélyfúrás-geofizikai akusztikus mérések eredményeinek összevetéséből tudjuk, hogy a fúrólukbeli akusztikus hullámsebességek értékei, annak ellenére, hogy a mérés nagyobb frekvencián és kisebb behatolással történik, a lyuk-felszíni szeizmikus méréshez hasonló eredményeket adnak. Különösen igaz ez a longitudinális hullámsebességekre, ahol is a két mérés közötti eltérésekből arra lehet következtetni, hogy a fúrólukban és annak tágabb környezetében a közzettest eltérő kifejlődésű.

Általánosítva, a mechanikailag elkülöníthető tömbök határai az akusztikus paraméterekben, míg a tömbök tulajdonságai a PSQ-mérésekben ismerhetők fel leginkább. E módszerek tehát — külön-külön meglévő előnyeik és hátrányaik mellett — egymást jól kiegészítik.

Megjegyezzük, hogy a PSQ-ból származó sebességértékek vertikális sebességmérés eredményei, és a gránit-testek anizotrópiája miatt eltérhetnek a közzetöntömbön belüli horizontálisan mérhető sebességektől. Különösen igaz lehet ez a tranzverzális hullámok esetében, ahol a jobb felbontóképesség miatt a sebesség-anizotrópia a repedezettség irányától is függhet.

A lyukbeli szeizmikus sebességek változásai egyben az akusztikus impedancia változását is jelentik, ezért — és mivel mérési frekvenciatartományuk is közel van egymáshoz — a lyuk-felszíni mérések a felszínről végzett szeizmikus reflexiós mérések eredményeihez jól illeszkednek (az Üh-2, Üh-22 és Üh-27 fúrás körzetében).

### Lyukradarmérések

A földradarmódszer a 10 és 2000 MHz közötti frekvencia tartományba eső elektromágneses hullámokat használja. A közeg dielektromos állandója határozza meg a hullám terjedési sebességét, vezetőképessége pedig a hullám elnyelődését. Ha valamely határfelületen a terjedési sebesség vagy a fajlagos ellenállás megváltozik, a jel egy része visszaverődik, míg a másik része belép a következő rétegbe. A lyukbeli méréseknél az adó- és a vevőantenna egymás fölött helyezkedik el, az eszközt egyenes sebességgel mozgatjuk a lyukban, így folyamatos reflexiós szelvény áll elő. A bátaapáti (üveghutai) mérésnél alkalmazott 100 és 250 MHz-es dipólantennák körszimmetrikusan sugároztak, ezért a mérésekkel a réteghatárok dőlésszögét igen, de dőlésirányát nem lehetett meghatározni.

Lyukradarmérésekre csak bizonyos fúrólukokban (Üh-3, Üh-5, Üh-23, Üh-25, Üh-27, Üh-28, Üh-29, Üh-37) került sor, jóval azok állandósítása után (PRÓNAY

2003). Sajnálatos, hogy az „állandósítás”, az omlékony szakaszok fém béléscsővel történő kizárása, éppen ott tette lehetetlenné a radarmérést, ahol erre a leginkább szükség lett volna a nagyobb töréseknek a fúróluk környezetében való nyomon követéséhez.

A 2. ábrán a fúrólukbeli radarszelvényeken általánosan felismerhető jelenségeket mutatjuk be az Üh–23 fúrás egy kiválasztott szakaszán. A körszimmetria miatt a reflektáló felületek dőlésirányuktól függetlenül a fúrólukkal bármely irányú metszetben ugyanolyan szöveget zárnak be, így a lyukkal való metszéspontjukból kiindulva jellegzetes V alakú reflexiós jelet formálnak.

A módszer a legjobb eredményeket a legkisebb vezetőképességű, a gyakorlati szempontból legjobb minőségű gránitban szolgáltatja, lehetőséget adva ezzel a mélyfúrás-geofizikai ellenállásmérésekkel analóg kőzetanyag-minősítésre is. Az ábra felső részén a legkisebb a behatolás, a lyuk-tengelytől számítva radiálisan kb. 10 m, míg az ábra alján lévő legjobb minőségű gránitban a 17 m-t is elérte. Jó minőségű gránitban egy-egy reflexiós felület akár 30 m-es hosszúságban is követhető (ilyen az ábrán piros nyíllal jelölt jelenség).

Reflektáló felületek lehetnek a gránitban lévő törések, törésses övek vagy a gránit anyagában bekövetkezett változások (az ábrán monzonitos zárványsáv „beékelődése” a monzogranitba). A reflexiókon kívül jellegzetesek az adóantenna energiáját szétszóró inhomogenitásokról származó jelek, az ún. diffrakciók, amelyek a fúrólukat nem metsző törésekről, repedésekről, kőzettani határokról tanúskodnak.

A radarmérések értékelését a mélyfúrás-geofizikai, valamint földtani adatok együttes értelmezésével lehet elvégezni. Egyszerű hasonlattal élve az akusztikus lyukfal-televízió a fát, míg a radar az erdőt látja, így adataik egymást kiegészítik.

### A gránittest belsejének leképezése

A gránit belsejéről a legjobb felbontású geofizikai információt a vizsgált anyaggal közvetlen kapcsolatba kerülő mélyfúrás-geofizikai és lyukradar-vizsgáló módszerek adják. A jó felbontás ellenére a mért paramétereket a szomszédos fúrólukokban csak a legkritikább esetben lehet egymással korrelálni. A gránittest térbeli leírásához a fúrólukok száma — az azokban elvégezhető geofizikai mérések értékelésével együtt is — nem elegendő, az igen részletes lyukbeli információ nem pótolja a lyukközi tér ismertségének hiányát. A gránittesteknek a fúrólukban megfigyelhető jellemzőihez képest létezik egy, a lyukak közötti léptékben jellemző változékonysága, amelyet az alkalmazott módszerek közül a legjobb felbontásban a szintén fúrólukakat használó, ezáltal geometriájában kötött szeizmikus átvilágítós módszerek képeznek le.

Az átvilágítási eredményeket egyéb lehetőségeket híján szigorúan a fúrólukak síkjába eső jelenségekként értékeljük, bár a gránittest változékonysága valójában háromdimenziós. Ezt bizonyítják az egymáshoz közel lévő Üh–3 – Üh–23 és Üh–3 – Üh–22 – Üh–2 – Üh–23 síkban mért szeizmikus to-

mográf adatrendszerek, amelyek — eltekintve a felbontóképességbeli eltérésektől — csak nagy vonalakban mutatnak hasonló szerkezetet, akárcsak az, hogy az Üh–3 fúrásban megismert szerkezet különböző irányokban mérve más és más képet mutat (3. ábra). Az ábrából az is nyilvánvaló, hogy a fúrólukokhoz kötött átvilágítási szelvények nem feltétlenül jellemző szeleitei az adott szerkezetnek.

A gránittest megfelelő ismeretességi szintű jellemzéséhez azokat a felszíni geofizikai módszereket célszerű alkalmazni, amelyek várható eredményei módszerenként megfelelnek az alábbi kritériumoknak:

- az értelmezhető jelek bizonyítottan a gránittest belsejéből származnak,
- a módszerek felbontóképességben nem különböznek jelentősen egymástól, végül
- a mérések sűrűsége elegendő az értelmezéshez.

A kritériumokat a felszíni geofizikai módszerek külön-külön csak részlegesen teljesítik. Felbontóképesség szerint javuló sorrendben a magnetotellurikus, a szeizmikus 3D bemező hullám tomográfia és végül az S-hullám reflexiós mérések alkalmasak a lyukbeli és a lyukközi térrész jellemzőinek kiterjesztésére a vizsgált területre.

A következőkben a gránit belsejére vonatkozó, S-hullám reflexiós és lyukközi tomográf mérések együttes értelmezését mutatjuk be. A gránittömböket a szeizmikus tomográf mérések alapján definiáljuk (4. ábra, a), míg a tömböknél nagyobb blokkokat a szeizmikus S-reflexiós szelvények alapján jelöljük ki (4. ábra, b, c).

### A gránitblokkok és -tömbök

A gránittesten belül a nagyobb mélységben jelentkező reflexiós zónák határozottabban felismerhetők, mint a gránitfelszín közelében lévők, ezért a blokkok kijelölésében is nagyobb a szerepük. A blokkhatárokat a reflexiók megszakadásai alapján jelöljük ki. A reflexiók legerősebben a BS szelvényen kék színnel kiemelve láthatók a 0–100 m Bf szint táján (4. ábra, b). Ugyanez a jelenség, bár enyhébb formában, de hasonló mélységben felismerhető az AS szelvény kb. 600–800 m-es szakaszán is (4. ábra, c), ezért feltételezünk egy, a blokkon belüli, a jelzett reflexiós zónán keresztül megvalósuló K–Ny-i irányú szerkezeti kapcsolatot. A reflexiós kép alapján valószínű, hogy ez a zóna ugyanezzel a dőléssel az AS szelvény folytatásában a további blokkokban is folytatódik, de szerkezeti jelentősége kisebb, mert a reflexió csak helyenként, jóval kisebb amplitúdóval ismerhető fel.

Az AS szelvényen szembeötlően jelentkezik egy másik, blokkhatárokon is átvívelő, az előzőnél mélyebben lévő reflexiós zóna, amelyet az Üh–27 fúrás a lyuktalpon érinthetett (4. ábra, c), az Üh–23 még éppen nem, míg az Üh–2 fúrás a kb. –30 m Bf szinttől kezdődően kb. 60 m hosszban harántolhatta. A reflexiós zóna az Üh–2 és Üh–22 fúrás között határozottan megszakad, majd D-i irányban tovább folytatódik, s csak helyenként ismerhető fel.

Az Üh–2 fúrás blokkjának É-i és D-i határa egybevága lyukak közötti szeizmikus tomográf vizsgálatok eredmé-

nyeivel is, a blokkot szinte egy darab nagysebességű szeizmikus tömb alkotja (4. ábra, a), amelyet a jelzett zóna alulról határol le. Bár az Üh–22 fúrástól kezdve a tomográf és a reflexiós szelvények nyomvonalai különválnak, mindkét szelvényen sokkal tagoltabbnak tűnik az Üh–22 fúrás blokkja. Az Üh–22 fúrás –100 m Bf környéki diffrakciója, annak lokális jellege, egy, a szelvényre közel merőleges szerkezetet sejtet.

Az AS szelvény 1100–1200 m-ében jelölt két blokkhatár egyben az Üh–4 fúrás kisebbességű tömbjének oldalsó határa is, amely az Üh–5 fúrás irányában nyúlik el, a tomográf mérések szerint azt majdnem elérve. A reflexiós szelvény a kisebbességű tömb szélén halad át, ezért a tömb oldaláról, aljáról kis sebességgel, de nagy energiával beérkező reflexiók a tömb alóli beérkezéseket felismerhetetlenné teszik (SHTIVELMANN, MARCO 2003).

A reflexiós mérések alapján kialakított blokkhatárok a magnetotellurikus mérések anomáliáinak szerkezetével (VÉRTESY et al. 2004) erős hasonlóságot mutatnak.

A blokkyszerű jellegzetességeken túlmenően a gránittest a szeizmikus tomográfia eredményei alapján strukturálatlan, szabályos határoló idomok nélküli, a szeizmikus hullámterjedési sebességben és abszorpciójában elkülönült, változó nagyságú tömbökkel jellemezhető (4. ábra, a és 5. ábra, a). A tömbök külön-külön „nagysebességűek” — longitudinális hullámterjedési sebességük kb. 5300–6000 m/s — vagy „kisebességűek”, 4000–5300 m/s-os jellemző sebességgel. A tömbök közelítő alakját a módszer által meghatározott pontossággal az ábrákon az elkülönült piros–sárga és kék–zöld foltok jellemzik. Nagysebességű tömb van pl. az Üh–27 és az Üh–3 fúrás környezetében 100 m Bf-nél mélyebben,

1. táblázat. A blokkok és tömbök jellemzőinek összefoglalása

Sor-szám	Blokk	Fúróluk szakasz (m Bf)	Szeizmikus jellemzők	Jellemző potenciál (m Bf)**	Megjegyzések
1.	I.	Üh 27 (200–120)	kisebességű tömb, [4000–5200 (m/s)], a tömb alsó határa a reflexiós és a tomográf felvételeken is megjelenik	201	
2.	I.	Üh-27 [120–(-80)]	nagysebességű tömb, [6000 (m/s)], a tömbön belüli szeizmikus reflexiós szintek egybeesnek a fúrásban harántolt vízbeáramlási helyekkel	190	1. reflexiós környezet: nagy fajlagos ellenállású környezetben helyenként a repedéssűrűség megnövekszik, miközben az ellenállás lecsökken; ez a sebességet és a BHTV átlagamplitúdót nem befolyásolja, a lapos dőlésű törések száma relatíve növekszik*  2. reflexiós környezet (a fúrás talpa): a $V_p/V_s$ megnövekszik, a fajlagos ellenállás erősen lecsökken*
3.	II.	Üh-23 (200–45)	kisebességű tömb [3800–5100 (m/s)], nem egységes sebességgel	212	anomálian magas potenciálérték, egyik interferenciás kútvizgálatra sem válaszolt**
4.	II.	Üh 23 [45 (–30)]	reflexió helye, kb. 20 m Bf-nél egybeesik a fúrásban harántolt vízbeáramlási hellyel, azonosítható, határozott blokkhatár az Üh-2 felé a reflexiós szelvényen	kb. 45 m Bf-nél nagy mértékű nyomásesés	a fúrás talpa közel van az Üh 27 és Üh 2 fúrások alját harántoló reflexiós felülethez  a mélyfúrás-geofizikai illusztrációt lásd a 6. ábrán
5.	III.	Üh-2 [170–(-100)]	nagysebességű tömb és blokk egyben [5300–6000 (m/s)], 30 m Bf-től reflexiós szint, amely az Üh 23 irányában határozottan követhető, de megszakad az Üh 22 irányában	190	a fajlagos ellenállás és a transzverzális hullámsebesség 0 m Bf-től a lyuktalpig határozottan csökken, hasonlóan a 6. ábrán látottakhoz*  a fúrás alján keresztül megvalósuló gyors hidraulikai kapcsolat az Üh 27-es fúrással**
6.	IV.	Üh-22 [200–(-100)]	kisebességű és nagysebességű tömbök [4200–5200 (m/s)], a tomográf felvételen meredek dőlésű anomáliák a VSP felvételeken is megjelennek	212	a földtani leírással összevetve a kisebbességű zónák elagyagosodott, összetört gránitot mutatnak,  a kisebbességű sávok rendre töréscsövekkel azonosíthatók *
7.	IV.	Üh 22 (–100)	erős diffrakció kb. (–100) m Bf-nél, határozott blokkhatár az Üh 2 felé a reflexiós és a tomográf szelvényen is	197	tömbhatár, a dőlésirány statisztikai értékének megváltozásával*
8.	-	Üh-28 (180–125)	kisebességű tömb [4800–5400 (m/s)]	218	125 m Bf-en mélyfúrás-geofizikai mérésekkel is valószínűsíthető kapcsolat az Üh-3 és Üh-4 felé
9.		Üh 28 (125–25)	nagysebességű tömb [5800 (m/s)]	197	az Üh 3 felé nem egységes tömb
10.		Üh 28 [25 (–40)]	kisebességű tömb [4600 (m/s)]	202	

\* ZILAHÍ-SEBESS 2003 jelentésében lévő vagy újabb mélyfúrás-geofizikai adatokból, vagy ezek alapján tett megállapítások.

\*\* BENEDEK et al. 2003 és ÁCS et al. 2003 jelentéséből átvett megállapítások.

kissebességű tömb(ök) pedig az Ũh–23 és az Ũh–4 fúrás környezetében 100–200 m Bf között észlelhetők. A legkisebb kimutatható tömbök mérete kb. 20 m-es (pl. az Ũh–22 és Ũh–3 fúrások közötti nagysebességű tömbök). A legnagyobb tömbméret a fúrólukak közötti távolsággal összemérhető, 200–250 m-es, ilyen pl. az Ũh–27 és Ũh–23 közötti nagysebességű tömb, amely valószínűleg az Ũh–37 fúrás irányában is folytatódik.

A lyukközi tomográf mérések szerint a nagy szeizmikus sebességű tömbök anyagának mechanikai állaga jobb, ellentétben a kissebességű tömbökkel. A mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok szerint a tömbön belül a nagyobb szeizmikus hullámterjedési sebesség nagyobb, a kisebb sebesség kisebb fajlagos ellenálláshoz társul (5. ábra, b).

A tömböket a tomográf szelvényeken rendszerint átmeneti sáv, gyengült zóna választja el egymástól.

A gyengült zónák akusztikus hullámterjedési sebessége és fajlagos geoelektromos ellenállása kicsi (ZILAHÍ 2003). Az 5. ábra b részén a nyilak a szomszédos fúrólukakban lévő gyengült zónák hasonlóságára hívják fel a figyelmet.

A tomográf képen látható átmeneti sávok irányítottága változó. Figyelemre méltó, hogy az Ũh–28 és az Ũh–3 fúrások között kb. a 100 m Bf szinten megjelenő gyengült zóna ugyanezen mélységben az Ũh–2 fúrás kiemelt blokkjának kivételével a 4. ábra (a) fúrásaiban készült tomográf felvételeken is megjelenik. Ugyanez az átmeneti sáv az Ũh–3 fúrástól az Ũh–4 irányában lépcsőzetesen lejt.

Nagyon valószínű, hogy a fentebb leírt blokk- és tömbhatárok egységes szemléletben is kezelhetők lennének, ha a kétfajta szeizmikus mérés értelmezési tartományai nagyobb mérési területen esnének egybe. Az egyik legfontosabb elem például, az Ũh–27 és Ũh–2, illetve az Ũh–23 fúrás alatti, a reflexiós szelvényen határozottan látszó reflexióköteg környezete, a tomográf szelvényen erősen adathiányos, és egyedül az Ũh–2 fúrás környezetében, kb. a –70 m Bf szinten fedezhető fel.

A szeizmikus módszer szerint kialakított gránitblokkok és -tömbök, valamint a fontosabb jelenségek bemutatására az 1. táblázatban összefoglaltuk azok geofizikai jellemzőit. Ezek vízföldtani kapcsolatait az alábbiakban elemezzük.

### Vízföldtani kapcsolatok

A gránittest inhomogenitását, a blokkok és tömbök közötti, illetve azokon belüli hidraulikus kapcsolatokat a szeizmikus kutatással is megegyező léptékben leginkább a vízföldtani vizsgálatok igazolják (BENEDEK et al. 2003; ÁCS et al. 2003).

A vizsgálatok együttes értékelése alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a szeizmikus reflexiós módszer alapján definiált csökkent sebességű zónákhoz kapcsolódó repedésrendszer vízszállító képessége meghaladja a blokkokon belüli vezetési paramétereit. A gránittesten belül összességében ezek az *elsődleges* vízvezetésű zónák, mert a vízvezetés elsősorban az ezekhez kapcsolódó repedés-rendszeren keresztül valósul meg. A szeizmikus reflexiós szelvényen kisdőlésűnek látszó szerkezeten belüli vízve-

zetés tényleges pályája az Ũh–2, Ũh –27-es fúrásokban végzett, a szeizmikus módszerhez képest nagyobb felbontású hőimpulzusos áramlásmérések szerint (SZONGOTH, GALSA 2003), kisebb méretű, meredek dőlésű repedések mentén realizálódik. Véleményünk szerint ezen egymástól eltérő, kétféle meredeekségű repedések szuperpozíciója megmagyarázhatja a reflexiós szerkezet irányultságához közeli dőlésű pálya mentén megvalósuló vízvezetést.

A vízvezetéssel kapcsolatba hozható szerkezet látható a szeizmikus szelvényen az Ũh–2 fúrástól az Ũh–27 (Ũh–37) fúrásokon át követhető reflexiók alapján. Ezt az értelmezést alátámaszthatják az Ũh–27 és Ũh–2 fúrásokban végzett interferenciás és egyedi kútvizsgálatok eredményei még akkor is, ha a fúrások a vizsgálat szempontjából jellemző szakaszainak földtani jellegzetességei ezt a korrelációt nem támogatják: az interferenciás kútvizsgálatok kölcsönösen ugyanarra az eredményre vezettek, és az egyértelmű válaszokat adó szakaszok (a fúrások alsó tartományai) az egyedi kútvizsgálatok szerint egyazon nyugalmi potenciálú szakaszoknak bizonyultak.

Hasonló jelenséget tételezünk fel az Ũh–23 fúrás blokkjában, ahol a tömbön belül a 4. ábrán kék színnel jelölt reflexiós szint tájékán hirtelen hidraulikus potenciálugrás figyelhető meg úgy, hogy közben a szomszédos blokkok irányában nincs vízvezetés (1 táblázat 4. sor). A potenciálugrás környezetének mélyfúrás-geofizikai jellemzését a 6. ábra illusztrálja. A törés a fúráson belül a viszonylag nagysebességű szakaszon jelentkezik határozott, csökkenő trend szerinti, jellegzetes relatív minimumokkal a fajlagos ellenállásban és az akusztikus transzverzális hullámsebességben.

A szeizmikusan nagysebességű tömbökön belül rendre kisebb nyugalmi potenciálértékek figyelhetők meg, mint a kissebességű tömbökön belül. A vizsgált példákban a nagysebességű tömbök potenciálértékei 200 m Bf alatt, míg a kissebességű tömbök potenciálértékei mindig 200 m Bf fölött vannak. Mindezek miatt úgy gondoljuk, hogy a tömbök a szeizmikus sebességgel is összefüggő, külön-külön önálló hidraulikai rendszert képeznek. Míg az Ũh–27 és Ũh–37, a tomográfia szerint nagysebességű fúráskörnyezeteknek a telephelyi átlagtól eltérő 3–4-szeres transzmisszivitását figyelték meg (BALLA et al. 2003), addig az előbb vizsgált Ũh–23-as fúrás átlagos sebességű és transzmisszivitású is egyben.

A transzmisszivitás és a szeizmikus hullámterjedési sebesség közötti számszerű kapcsolatot azért nem lehet pontosan megállapítani, mert a transzmisszivitást leginkább befolyásoló szakaszok a tomográf sebességértékeket kis geometriai méretüknél fogva alig befolyásolják. A fúrási tapasztalatok szerint még az ún. töréses övek is nagyon korlátozott mértékben adnak vizet, tehát a víz tényleges pályája csak nagyon kis fúrászakaszokra koncentrálódik, sokszor egy-egy nagyobb repedésre.

A kissebességű tömbök rendszerint rosszabb vízvezető képességűek a nagysebességűeknél, mert a tömb egészében véve — és egyben a repedésrendszere is — feltehetőleg jobban elagyagosodott, ami a vízvezetési tulajdonságok csökkenéséhez vezetett. Az elagyagosodás feltevését tömb-

méretekben a porozitással meg nem magyarázható kis sebesség megjelenésével indokoljuk.

A jó vízvezető képességű tömbök a tömbegészét tekintve jobb mechanikai állapotúak, ugyanakkor a tömbön belüli repedések az agyagoság hiányában nagyobb valószínűséggel nyitottak. Mindezek mellett a mélyfúrás-geofizikai szelvények léptékében a vízvezető zónák relatív sebességcsökkenést mutatnak a tömbbéli tomográf sebességértékhez képest. Ez lehet a magyarázata, hogy a nagysebességű tömböknél — akár erősebb repedezettségük ellenére is — rosszabb vízvezető képességgel bírnak a kisebb sebességű tömbök.

A nagysebességű tömbökön belül a mélyfúrás-geofizikai vizsgálatok szerint is a meredek dőlésű vízvezető repedések a jellemzőek (SZONGOTH, GALSA 2003). Mivel a vizsgálati területen a fúrások elkülönülten egy-egy blokkban vannak, erre csak következtetni tudunk a tomográf sebességkép alapján.

Több adatra volna szükség a geofizikai módszerekkel meghatározott blokkokon belüli gyengült zónák hidraulikai szempontból történő vizsgálatához is: feltehető, hogy a tomográf kép szerinti kis dőlésű gyengült zónák általában nem jó vízvezetők (lásd az Üh-22 és Üh-3 kapcsolatát a 100-140 m Bf körüli mélységben, 4. ábra, a, BENEDEK et al. 2003).

Összességében az AS szelvény D-i oldalának vízvezetési tulajdonságai rosszabbak lehetnek a reflexióban gazdagabb, ezért jobb mechanikai állagú É-i oldal tulajdonságainál (4. ábra, c). A két területet elválasztó övezetben lévő „torlasztó zónák” feltehetően a szelvényre közel merőleges irányú

agyagos töréses övek (BALLA, MOLNÁR 2004; BALLA et al. 2004), szeizmikusan reflexióhiányos zónák. Ilyenek az Üh-2 és Üh-22 fúrás között keskenyebb, az Üh-22 és Üh-5, valamint Üh-26 fúrások között szélesebb sávban található a szeizmikus szelvényen.

### Következtetések

A gránit felszínének nyomozásához, a gránittest térbeli jellemzőinek megismeréséhez a leírt módszerek alapvetően járulnak hozzá. A fúrólyukban és annak tágabb környezetében mélyfúrás-geofizikai és lyukradarmódszerrel jellemezhető a gránittest. A mért adatrendszerek elektromos és akusztikus (szeizmikus) paramétereikben egymással jól korrelálhatók.

A dolgozatban az egyazon szelvényben mért S-reflexió és szeizmikus lyukközi tomográf mérések, valamint a földtani-hidrogeológiai adatok együttes értelmezésének lehetőségét mutattuk be.

Feltehetőleg vízvezetési képességgel bírnak a szeizmikus S-hullám reflexió felvételeken talált szerkezetekhez köthető zónák. Ezekhez képest a szeizmikus P-hullám fúrólyuk-átvilágítások eredményeképpen kapott nagysebességű tömbökön belüli, feltehetően meredek törések mentén megvalósuló jó vízvezető képesség szerepe másodlagos a hidraulikai kapcsolatokban. A tömbök közötti gyengült zónák a vízvezetés szempontjából kisebb jelentőségűek, és szerepük további vizsgálatra szorul.