

Hydrogeological pattern of the Bábaapáti (Üveghuta) Site

ZOLTÁN BALLA¹, ISTVÁN HORVÁTH¹, GYÖRGY TÓTH¹, KÁLMÁN BENEDEK²,
GYULA MEZŐ² and PÉTER MOLNÁR²

¹Geological Institute of Hungary, H-1143 Hungary, Budapest, Stefánia út 14.

²Golder Associates (Hungary) Ltd., H-1021 Hungary, Budapest, Hűvösvölgyi út 54.



Key words: digital simulation, granites, ground water, Hungary, hydrodynamics, hydrogeology, models, Mórág Block, radioactive waste, South-eastern Transdanubia, three-dimensional models, underground disposal

Abstract

At the Bábaapáti (Üveghuta) Site a large-scale hydrogeological survey was carried out using various methods. This survey enabled, the main features of the water balance to be established. It was revealed that 5-6% of the infiltrated water and 0.2% of the precipitation get into the granite that will host the repository. This has two important consequences for the safety assessment: most of the water moves laterally and remains close to the ground surface. The first impedes the filtration of the water towards the repository, whereas the second dilutes the water arriving from the repository and the latter could contain radioactive pollution. The system is not sensitive to the variations of the infiltration – *i.e.* it is very stable.

The granite which will host the repository is a fissured aquifer with a low, 3×10^{-9} m/s average hydraulic conductivity. The low velocity of the flow is further decreased by damming-isolating zones which have low hydraulic conductivity.

By analysing the groundwater-head fields it was revealed that the Site can be subdivided into two main domains. The latter are separated by the Main Damming-Isolating Zone which is related to a steeply dipping and E-W striking fracture zone. It seems probable that the main hydrogeological structures are of similar strike and of steep dip. However, the drilling network is not dense enough for determining of the position of the distinct structures. Both domains are heterogeneous and can be further subdivided.

The hydrodynamic connections which were established by using interference tests and monitoring during the drilling and testing activity fit in well with the groundwater-head fields.

After carrying out flow modelling it could be stated that most of the waters which are capable of transporting the possible radioactive pollution reach the near-surface zones after several thousands or several tens of thousands of years. Only towards the NE and WSW can flow paths with rather short (less than 600 years) travel times be observed. By means of transport modelling it was concluded that radioactive elements with a 20-year half-period do not actually leave the vicinity of the repository and decay almost *in situ*.

Consequently, the hydrogeological flow system of the Bábaapáti (Üveghuta) Site complies with the requirements related to geological suitability.



Introduction

The *goal* of the hydrogeological studies was to supply data, and then interpret the data in order to make a judgement about the geological suitability of the Site. The *task* was to conduct investigations necessary for more precise delineating of the hydrogeological pattern. This involves determining the travel time of the radioactive isotopes to the ground surface, and also of the dilution of the concentration during this process.

The underground flow is a complex process with numerous factors. The flow modelling and the transport modelling based on it, are appropriate tools for the characterisation of

the hydrogeological conditions. The flow model was constructed in such a way that it was possible to study the Site and its surroundings separately. The area for the hydrogeological model of the surrounding area was delineated with aim of involving the whole flow system (Figure 1). The boundaries of the study area are given by the common watershed of the Huta Creek and Mórág Creek in the E, S and W and by the Lajvér Creek in the N (Figure 1).

For the elaboration of the flow model it was necessary to gather the hydrogeological information about the Site and its surroundings and a theoretical hydrogeological pattern of the area had to be constructed. Therefore the following had to be determined: the recharge and discharge con-

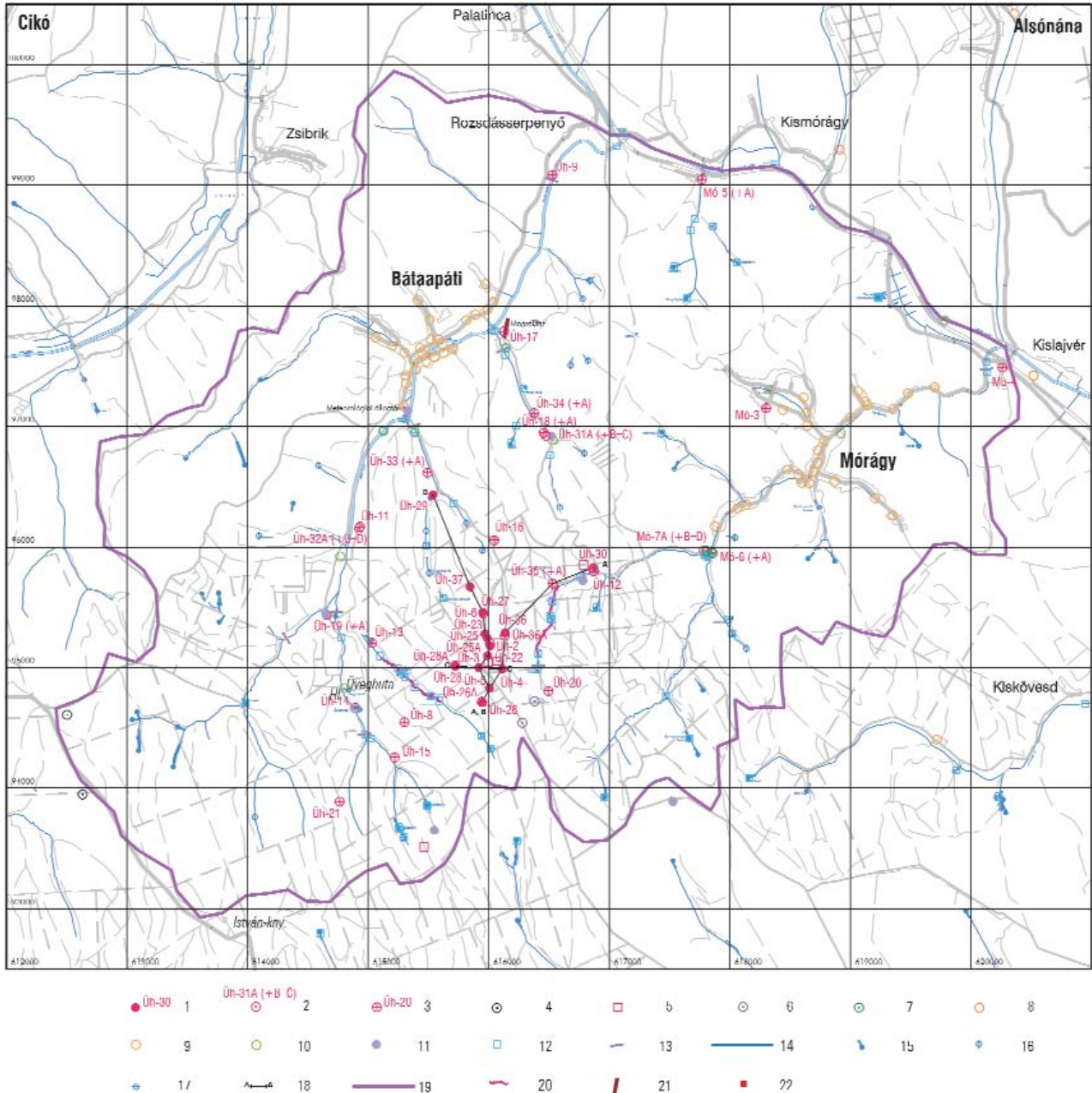


Figure 1. The area of the hydrogeological observations and modelling

1 – observation well created from a deep borehole, 2 – observation well created from a shallow borehole group, 3 – observation well created from a shallow borehole, 4 – observation well created from a borehole of the Ófalu Area, 5 – dug well for studying the three-phase zone, 6 – observation well created from a geophysical shot hole, 7 – observation well created from a hand drilled borehole, 8 – studied borehole for water supply, 9 – studied dug well in a village, 10 – studied cone penetration test hole, 11 – sampling point of meteoric water, 12 – sampling point of surface water, 13 – gauging station (overflow), 14 – stream, 15 – spring, 16 – water rise, 17 – seepage, 18 – trace of a profile, 19 – contour of the modelled area, 20 – exploratory trench, 21 – field laboratory and core store, 22 – meteorological station

1. ábra. A vízföldtani modell területe és a vízföldtani észlelések

1 – mélyfúrásból kialakított észlelőkút, 2 – csoportfúrásból kialakított észlelőkút, 3 – sekélyfúrásból kialakított észlelőkút, 4 – az ófalui kutatás fúrásából kialakított észlelőkút, 5 – háromfázisú zónát vizsgáló ázott kút, 6 – geofizikai robbantólukból kialakított észlelőkút, 7 – kézfúrásból kialakított észlelőkút, 8 – megvizsgált víztermelő kút, 9 – megvizsgált községi ázott kút, 10 – megvizsgált mérnökgeofizikai szondázási pont, 11 – csapadék-mintavételi pont, 12 – felszíni vízmintavételi pont, 13 – vízhozammérő bukó, 14 – vízfolyás, 15 – forrás, 16 – fakadás, 17 – szivárgás, 18 – szelvény nyomvonala, 19 – a modellezési terület körvonala, 20 – kutatóárok, 21 – terepi laboratórium és magraktár, 22 – meteorológiai állomás

ditions of the ground water, the parameters of the ground-water flow (*i. e.* the parameters of the hydraulic conductivity and the groundwater heads), as well as the hydro-geochemical parameters which are characteristic for the flow.

In order to define the modelling parameters fieldwork investigations were carried out. The *field observations* (TÓTH et al. 2003a; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) resulted in the locating of the *discharge points* and in the recording of the changes of the discharge over time. In the *exploratory*

trenches (GYALOG et al. 2004b) it was possible to examine the direct relationships between the fractures and fracture zones, on the one hand, and *discharge points*, on the other hand. The base flow of the *streams* was measured in detail. Data obtained on the 13 *overfalls* (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) helped in the study of the changes of the water level and the surface runoff. *Water samples* were taken and the spatial and temporal changes of the chemistry of the surface water were analysed. This served to provide fundamental information necessary for understanding the flow system (HORVÁTH et al. 2003c).

Based on the study of the *shallow and deep boreholes* at the Site and its surroundings (GYALOG, SZEGŐ 2004), knowledge was gathered about the rocks which filled the room of the underground flow. The results of the geological observations (GYALOG et al. 2004a) and those of the geophysical logging (SZONGOTH et al. 2004) were incorporated into the study. In order to define the hydraulic parameters of the rocks, single-hole *packer tests* and cross-hole *interference tests* were conducted (BALLA, MOLNÁR 2004).

In boreholes, the *groundwater level* was measured. By means of single-hole packer tests the *groundwater heads* and their distribution according to depth were determined.

Dug wells were employed (GYALOG et al. 2004b) in order to study the infiltration parameters and the three-phase zone. In these wells, the hydrogeological parameters of the rocks (using laboratory analyses), and the infiltration process (based on the hydrochemical parameters) were studied in detail.

The interpretation of the water regime in the *observation wells* resulted in additional information about the underground water balance (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b).

In order to study the transport processes in the ground water, *tracer tests* in the well groups (BALLA, MOLNÁR 2004) were conducted. These well groups are situated in the valleys which are closest to the Site. The binding, the mixing and the dispersion which influence the transport processes were studied separately (BALLA et al. 2002).

The constructing of the hydrogeological *flow models* was started synchronously with the field observations. The modelling was also used in order to define more precisely some parameters of the transport process.

When clarifying the groundwater flow conditions it is of particular importance to get a true picture of the water balance of the study area. This picture is significantly influenced by the recharge and discharge processes. The *infiltration* — which is one of the most important input parameters — was determined by analysing of these parameters and the water balance (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

From a distinct depth, the infiltrating water fills in the total volume of the cavities in the rocks and forms the *ground water*. Above the unconfined ground water it was found that most of the cavities are occupied by a gas (air or its derivatives). This is referred to as the *unsaturated zone* in contrast to the *saturated zone* below the groundwater level. The position of these zones and that of the surface of the unconfined ground water are controlled by the infiltration conditions and properties of the rocks.

In the infiltration areas of the Bábaapáti (Üveghuta) Site, the groundwater level (Figure 2) is usually located in the upper part of the weathered granite (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000). Only locally does it get higher, in the lowermost part of the Quaternary sediments (MÁRSI et al. 2004). Consequently, here the unsaturated zone covers the Quaternary sequence.

The deeper zones of the ground water are named *fissure water*. They fill in the deeper zones of the weathered granite and the fresh granite.

The unconfined ground water situated in the weathered granite is itself also a fissure water. The boundary between them cannot be drawn in an objective way. The uppermost horizons of the ground water move principally in a lateral direction, towards the neighbouring valleys. The flow becomes directed dominantly downwards only several dozens of metres deeper. In the following discussion the term “fissure water” is used to describe this downward moving ground water. Its boundary with the laterally moving ground water is not sharp but transitional.

The water balance

Data from the meteorological stations in the villages of Bábaapáti and Véménd give a 658 mm value as the long-term average of the precipitation (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). 92% of the precipitation evaporates from the ground surface or soil or plants (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). The analysis of the tritium profile of the dug wells, the recording of the base flow of the streams and the calculations for the transvaporisation process of the precipitation result in a 24.4 mm/year value as the long-term average of the effective infiltration (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). Water-balance studies show that a similar part of the precipitation is removed by the surface runoff.

20–70 m thick unsaturated sequences (see above) are situated below the hills. The infiltration in them has a velocity of 100–200 m/year (HORVÁTH et al. 2003a). In the flat valley bottoms the groundwater level is at a depth of about 0.5–2.0 m. Due to the dynamic oscillation of the groundwater level the infiltration and the evaporation are in a long-term equilibrium (HORVÁTH et al. 2003a).

The water which gets into the soil on the hilltops infiltrates down and reaches the weathered zone of the granites. Over most of the area the granites are aquifers. The hydraulic conductivity of the weathered granites is 2–3 times more than that of the fresh granites below them (TAKÁCS et al. 2002). Therefore, 95–96% of the infiltrated water moves laterally in the weathered granite (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). It appears on the ground surface in small springs and seepages in the upper sections of the steep valleys. 4–5% of the infiltrated water gets into fresh granites. This corresponds to 1.0–1.2 mm/year and forms 0.2% of the precipitation (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

The porosity and hydraulic conductivity of the weathered granite gradually increases upwards (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003). As a consequence, the groundwater level is not

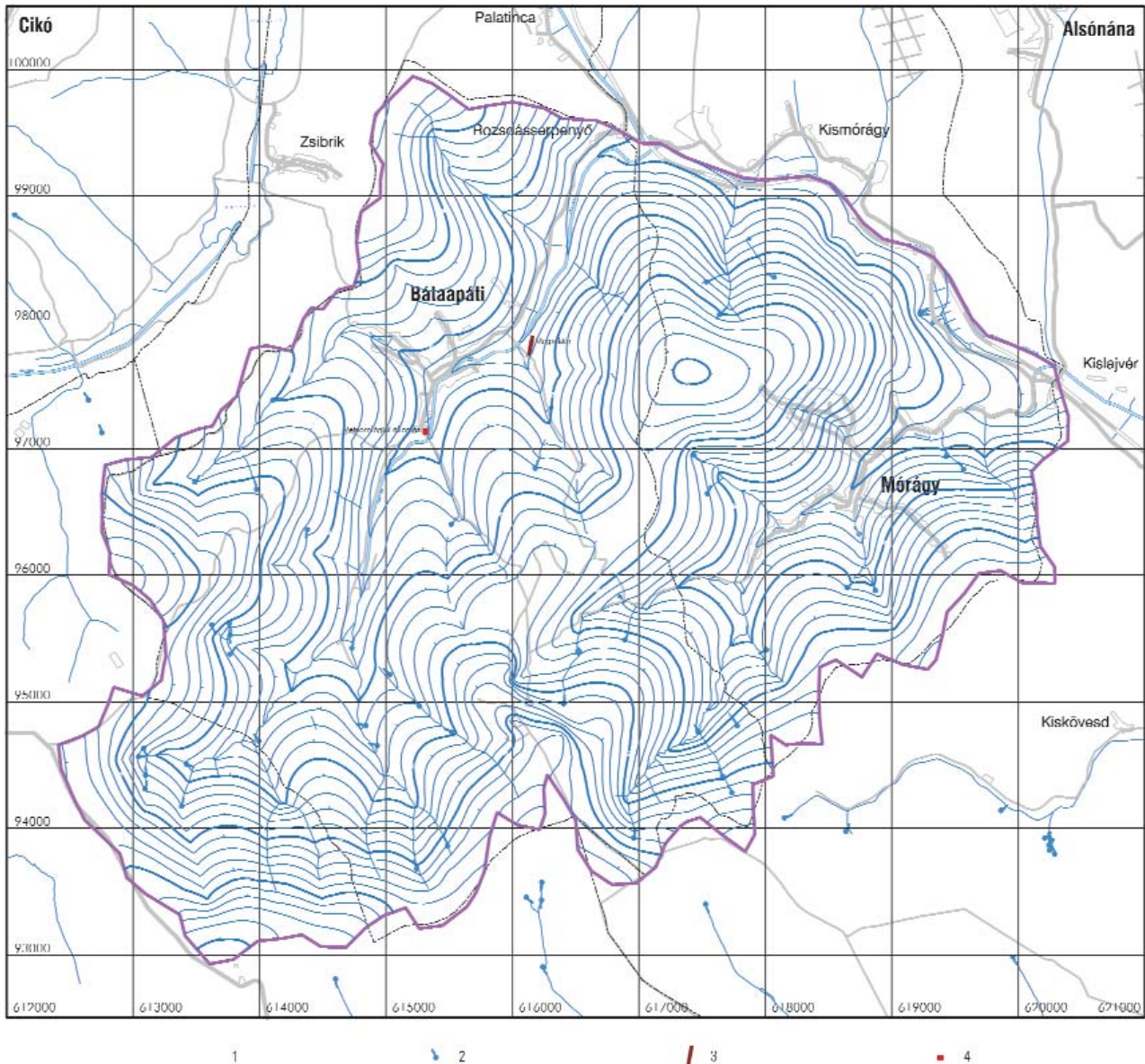


Figure 2. The relief of the ground water in the surface area

1 – contour line of the groundwater table, 2 – spring, 3 – field laboratory and core store, 4 – meteorological station

2. ábra. A talajvíztükör domborzata a kutatási területen

1 – talajvízdomborzat szintvonala, 2 – forrás, 3 – terepi laboratórium és magraktár, 4 – meteorológiai állomás

sensitive to changes in precipitation and annually oscillates within 1-2 m (ROTÁRNÉ SZALKAI et al. 2002). For the same reason, the location and the yield of the small springs which discharge the water from the weathered granite are very stable. The main discharge in the surroundings of the Site occurs through the following: Huta Creek, Lajvér Creek and Mórág Creek.

In the steep valleys the yields at low water level do not increase downwards along the streams. Moreover, they frequently decrease in this direction and frequently the streams are absorbed in the lower sections of the valleys. All these show that there are significant groundwater flows along the valley bottoms. The flat valleys are filled in with a 4.2–13.0 m thick dominantly clayey-silty se-

quence of low hydraulic conductivity. The measurements of the yields show that there is a significant groundwater flow in the weathered granites below the pelitic valley fills. The water-balance calculations (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a) indicated that the ground water which comes from the fresh granite into the weathered granite below the valleys gives 3.3-4.3% of the water balance of the weathered granite. This means that here the upward-moving waters are diluted about 25-30 times. This value corresponds well with the results of the calculation for the mixing based on the hydrogeochemical parameters of the well-pair M6–6. This calculation showed that the ratio of the old water which comes from the depths is a maximum of 5-6% (BALLA et al. 2002).

Hydrogeological characteristics of the weathered granite

Below the hilltops at the Site approximately 50 m of the uppermost section of the granite are weathered. The thickness of the weathering zone probably decreases below the slopes; however, the relevant thickness is unknown here. The bottom of each of the big valleys falls practically into that level in which there already are slightly weathered rocks below the hills. However, below the alluvial-proluvial sediments in the valleys, 5-15 m thick strongly weathered granite was penetrated by boreholes. At its bottom a sharp boundary of slightly weathered or fresh granite appears. It can be concluded that the weathering is different below the hilltops and valleys: it gradually decreases then disappears below the hilltops, whereas a weathering channel can be traced below the valley bottoms (BALLA et al. 2003b).

Below the hilltops the unconfined ground water is usually situated in the lower part of the uppermost, strongly weathered section of the weathering zone. In the hydrogeological models a 30 m thick, conductive layer was introduced here. The groundwater topography map computed with this truly simulates the reality.

Consequently, the hydraulic conductivity of the weathering zone varies in terms of space. This can be explained as follows. The flow starts from below the hilltops where hills in the groundwater topography are located. Here the water moves in the lower part — albeit with bad hydraulic conductivity — of the weathering zone. Towards the valleys the yield increases and the water uses higher and higher parts of the weathering zone with better and better conductivity. Below the valley bottoms, the water flow is concentrated in the weathering channels. In the latter the highest mean hydraulic conductivity can be expected.

For the modelling, a specific concept was needed which would account for all these phenomena. Such a concept had been elaborated earlier by GERHARDT, LAZORCHICK (1988) for the feeding area of the Lower Susquehanna river (USA). Here, the relative hydraulic conductivities for the hilltops, slopes and valleys were — after calibration — 0.2, 1.0 and 1.5, respectively. At the Bábaapáti (Üveghuta) Site and its surroundings, the hydraulic conductivities — also after calibration — were 1.5×10^{-7} , 2.5×10^{-7} and 1×10^{-6} m/s for the hilltops, slopes and valleys, respectively. (For the valleys, even higher values — e.g. 1×10^{-5} m/s — appear to be possible but the model is not sensitive to these.) They give a series of relative values — 0.6, 1.0 and ≥ 4.0 — this series is in quite good harmony with the previous one. The difference can be interpreted in the following terms: the hydraulic conductivity below the slopes is about three times higher, relative to the two others ($0.2:1.5 \sim 0.6:\geq 4.0$), at the Bábaapáti (Üveghuta) Site and its surroundings than in the feeding area of the Lower Susquehanna river.

During the modelling the position of the unconfined ground water in the wells on the hilltops was computed. It corresponded well to the data measured. This confirmed

that the hydraulic conductivities defined in the calibration are true. A significant deviation was only recorded in one area: *i.e.* in Boreholes Üh-2, Üh-25A and Üh-36A. Here the measured levels were 15-25 m lower than the computed ones. In order to lower the computed values, the hydraulic conductivity of the rocks of the unconfined aquifer was set higher than in the surrounding area: 2.4×10^{-6} m/s below the slopes (which in any case is an anomalous value). Here, the generation of the anomaly in the unconfined groundwater zone can probably be related to the damming effect of the Main Isolating-Damming Zone which has low hydraulic conductivity (this zone was explored by drilling — see BALLA, MOLNÁR 2004).

Summarising, it can be stated that the lateral flow of the unconfined ground water below the hilltops and slopes generates a deviating effect which is a significant component of the geological barrier at the Bábaapáti (Üveghuta) Site (comp. BALLA 2004).

Hydrogeological characterisation of the fresh granite

The term “fresh granite” refers to rocks below the weathering zone. Here, the term “fresh” serves to distinguish that granite from the weathered granite: the fresh granite can bear strongly brecciated, fractured and hydrothermally altered, argillised zones.

The fresh granite is a fractured aquifer. The water flows in this aquifer mainly along distinct open fissures, the hydraulic conductivity of which is several orders of magnitude higher than that of the rock matrix with small fractures. The transmissivity of the packer sections of the single-hole hydrodynamic tests varies over more than six orders of magnitude (BALLA, MOLNÁR 2004). This clearly reflects the difference between the hydraulic conductivities of the rock matrix and fissures. In small-scale, short-term processes, the hydraulic conductivity of the fresh granite depends on the size, aperture and frequency of the fissures and their connections with other fissures — *i.e.* on the connectivity of the fracture system.

On the basis of interference testing and single-borehole testing of the structures with the highest conductivity it seems that the fissure system of the granite at the Bábaapáti (Üveghuta) Site is hierarchic. In this system the main conductive structures, which are several hundreds of metres long, are accompanied by extensive background fracturing (BRADLEY et al. 2000).

It can be concluded from the packer tests that the hydraulic conductivity of the fractured granite varies between 10^{-6} and 10^{-12} m/s; it is of lognormal distribution with a mean of 3×10^{-9} m/s (BALLA, MOLNÁR 2004). The mean hydraulic conductivities of the boreholes differ from each other 5-10 times (BALLA, MOLNÁR 2004). The columns of some boreholes can be divided into sections and each section has a very different hydraulic conductivity from those of the other sections. The distribution of the hydraulic conductivities with respect to depth

— within the explored 200–400 m deep interval — does not display any trend. Sections having high hydraulic conductivity occur at significant depths as well.

The structures which generate 5–20 m groundwater-head steps in the borehole sections are characteristic and they are also rather frequent components of the Bábaapáti (Üveghuta) granite (BALLA, MOLNÁR 2004). These damming-isolating zones are most probably connected with the strongly altered, argillised fracture zones located in the surroundings of the groundwater-head steps.

Modelling shows that these zones are at least several hundred metres long and their hydraulic conductivity does not exceed 10^{-10} – 10^{-11} m/s (TÓTH et al. 2003b). The damming-isolating zones are more frequent in the southern part of the Site, especially in Boreholes Üh-4, Üh-5 and Üh-26. In the northern part, in the groundwater-head profiles of Boreholes Üh-27 and Üh-37, there are no steps which could indicate damming-isolating zones.

The zones of low hydraulic conductivity subdivide the flow system of the fresh granite into more-or-less distinct entities. These zones impede hydraulic connections and depress the flow velocity (TÓTH et al. 2003b). Behind some of the damming zones “dead areas” in the flow appear and they display a very low flow.

On the rims of the damming-isolating zones, on one or both sides, conductive fissure systems are frequently located. Flowmetry data show that influxes also occur far from the isolating structures. However, the most intense influxes are located close to the damming zones, maximum distances being between 10–20 m. In the boreholes the influxes are mostly connected with fissures which dip towards the SE at 60 – 80° and towards the NW at 70 – 80° . Less frequent are the conductive fissures which dip towards the E at 70 – 80° (SZONGOTH et al. 2004). Fissures of the same orientation also dominate in the shallow boreholes.

The transmissivity of the main conductive structures vary between 8×10^{-6} and 2×10^{-5} m²/s (BALLA, MOLNÁR 2004). On average this is two and a half magnitudes higher than that of the granite (BALLA, MOLNÁR 2004). On the basis of the effective radius of the single-borehole tests and distances in the interference tests the main conductive structures are planar and they are a minimum of several hundred metres long. The 380–411 m section of Borehole Üh-27 and the 232–265 m section of Borehole Üh-29 — both of extremely high (at the Site) hydraulic conductivity — are related to systems of fissures which are connected with each other and located around trachyandesite dykes.

It can be concluded that, with regard to the scale of the Site, the hydraulic conductivity of the granite is still rather variable. The main conductive zones are 1–2 orders of magnitude higher conductivity than the background fracture system, while the damming-isolating zones are 1–2 orders of magnitude lower. Both sets of zones significantly affect the flow system. The hydrogeological modelling of the Site is only possible when these zones are taken into account.

In large-scale, long-term processes the fresh granite appears to be much less heterogeneous. In a hydrogeological

model for the surroundings of the Site, the granite was assumed to be homogeneous, isotropic, with a hydraulic conductivity of 1×10^{-9} m/s. With these parameters the groundwater-head distribution, the water balance and the water ages were successfully simulated for the wide surroundings of the Site (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). In a hydro-geochemical model (HORVÁTH et al. 2003b) the hydrochemical parameters (which gradually change along the flow paths) could also be incorporated into a uniform system. Consequently, from the viewpoint of the processes in a several km sized medium, over several hundreds or thousands of years the fresh granite behaves as a homogeneous system.

Summarising, it can be concluded that the flow of the fissure waters is very slow. Therefore, it will strongly retard the arrival of the accidentally released (from the repository) radioactive materials to the ground surface and form an essential component of the geological barrier of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (comp. BALLA 2004).

The groundwater-head field

At the Site the surface of the unconfined ground water dips from the S (230 m asl) towards the N (190 m asl). The Site is located at the S-like axis of a ridge in the groundwater topography; this connects the main range in the groundwater topography, between the villages of Bábaapáti and Véménd, with the gentle hill between the villages of Bábaapáti and Mórógy.

In the boreholes at the Site the groundwater heads usually decrease with the depth. This shows a downward-directed flow, although the spatial groundwater-head pattern is rather variable. For the most of the boreholes, several dozens of up to 100–150 metres-long sections with almost constant heads are characteristic; 5–20 m head steps which are related to the damming-isolating zones separate them (BALLA, MOLNÁR 2004).

In the surroundings of the Site (*i.e.* in Boreholes Üh-29 and Üh-30) upward-directed flow components can be observed (BALLA, MOLNÁR 2004).

The distribution of the hydraulic conductivities of the fresh granite, as well as the damming-isolating and conductive zones in them, and the groundwater heads, were earlier characterised by BALLA, MOLNÁR (2004). Here the groundwater-head fields are described — these fields generated from the primary data using various methods.

The methods of generation of the groundwater-head fields and the general characteristics of the latter

By means of spatial interpolation, the following four data systems were generated (ÁCS et al. 2003): the head field of the homogeneous FeFlow model, the interpolated head field, the difference field and the gradient field.

The *homogeneous FeFlow model* accounts for a completely homogeneous (from a hydrogeological point of view) granite. This means that with this model neither the

conductive nor the damming-isolating zones within the granite are taken into consideration. The modelled values are controlled by the topography of the area and the surface streams as discharge points, and also by the average hydraulic conductivity of the fresh granite which is assumed to be homogeneous. In this model it is exclusively regional effects that are displayed.

For constructing the *interpolated head field* the groundwater-head data from the boreholes were also used. The data for the streams were also incorporated into the interpolation, even though, they were also used in the input of the homogeneous FeFlow model. For the edges of the modelled area, the data generated in the homogeneous FeFlow model were taken into account. The head field was computed by means of the interpolation between the values listed. In contrast to the homogeneous FeFlow model, this head field also reflects local effects besides the regional ones. In the 3D head field generated using interpolation, the blocks of good conductivity appear with scarcer contour lines, whereas the blocks of bad conductivity occur with denser ones.

The *difference field* was computed from the data of the two previous head fields. It filters out the regional effects and accentuates those areas where the 3D head field shows significant local anomalies.

The *gradient field* emphasises the concentration or drop in the number of the contour lines of the interpolated head field. The damming-isolating zones appear as maxima whereas the

conductive zones as minima. As a consequence, the gradient field displays in the clearest way the hydrogeological structures which are responsible for local effects.

In the following, the features which can be derived from the analysis of the four head field are summarised.

The main hydrogeological structures controlling the head fields

Among the *regional* features reflected in the homogeneous FeFlow model the topographical effects primarily appear at the 200 m asl horizon. The near-surface effects are attenuated with depth, and the head field of the homogeneous model is rather flat at the -50 m asl horizon. The main groundwater flow is directed towards the N. At the S rim of the modelled area the flow is directed mainly downwards whereas it is almost horizontal at the N rim. From the area of the boreholes drilled on the ridge at the Site in the groundwater topography, the ground water flows not only towards the N but also laterally, towards the neighbouring valleys.

Among the *local* features the Main Damming-Isolating Zone (BALLA, MOLNÁR 2004) is the most remarkable. It is related to the most significant, ENE–WSW directed fracture zone of the Site (BALLA 2003; MAROS et al. 2004). It appears as a contour line concentration in the interpolated head field (Figure 3) and as a boundary between a head high and a head low in the difference field. It forms a

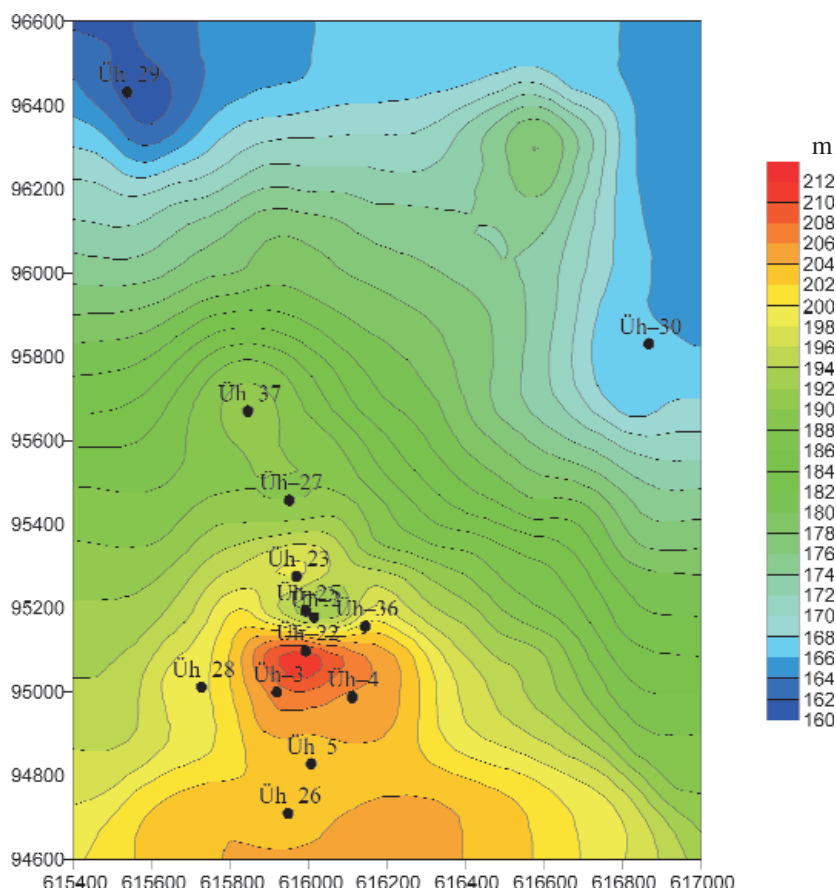


Figure 3. Groundwater heads generated by means of 3D interpolation for the 0 m asl horizon (Figure 8, b in Ács et al. 2003)

3. ábra. Térbeli interpolációval számított potenciálok a 0 m Bf szintben (Ács et al. 2003 – 8. ábra, b)

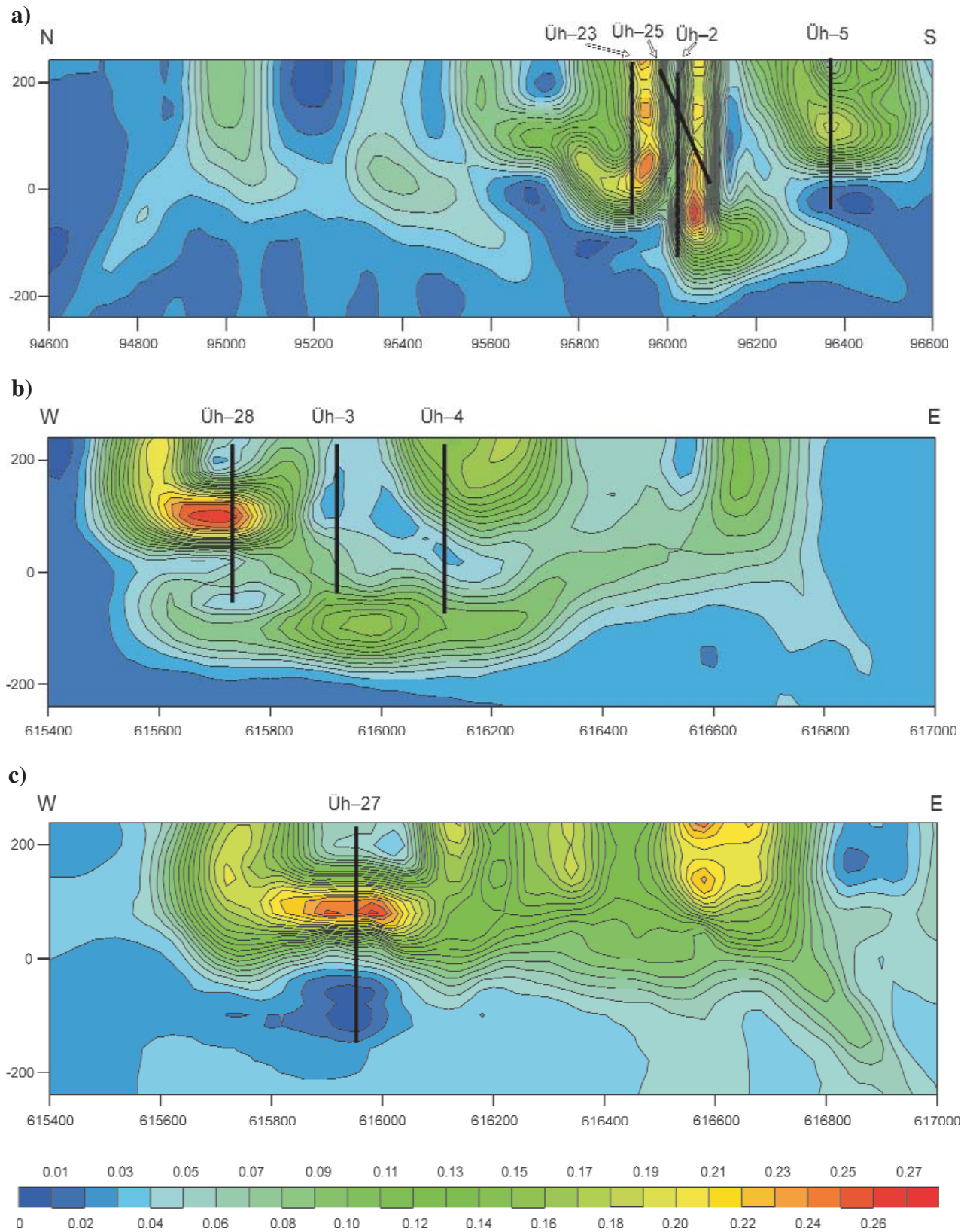


Figure 4. The gradients of the groundwater heads generated by means of 3D interpolation in vertical sections (Figures 10, g-i in Ács et al. 2003, simplified)

a – N-S section ($Y_{EOV} = 616,000$), b – E-W section ($X_{EOV} = 95,050$), c – E-W section ($X_{EOV} = 95,450$)

4. ábra. A térbeli interpolációval számított potenciálok gradiense függőleges szelvényekben (Ács et al. 2003 – 10. ábra, g-i, egyszerűsítve)

a – É-D-i szelvény, $Y_{EOV} = 616\ 000$; b – K-Ny-i szelvény, $X_{EOV} = 95\ 050$; c – K-Ny-i szelvény, $X_{EOV} = 95\ 450$

very big maximum in the gradient field where it is displayed at the -50 m asl horizon and at all horizons above it at the same place and in the same contours (Figure 4). This shows that this damming structure has a significant vertical extension and a very steep position. This zone subdivides the Site into two parts: a northern domain and a southern domain.

Within the northern domain, in the vicinity of Borehole Üh-2, a very significant head minimum can be observed. It is bordered in the N (at the 50 m asl horizon and higher) by a NE-SW directed damming-isolating zone. This zone, together with the previous one, closes the head minimum into a wedge which opens towards the ENE. The head minimum is also clearly observable in the N-S section of the difference field.

Beyond this second fracture zone Borehole Üh-23 is strikingly elevated out of the surroundings due to its rather high head values (at the 50 m asl horizon). In the gradient field, a spot-like maximum is visible here (at the 0 m asl horizon). This maximum is not displayed on the neighbouring horizons.

Below it the head minimum of Borehole Üh-2 can be traced towards the deep sections of Boreholes Üh-27 and Üh-37. The head maximum, which is characteristic for the upper levels of Borehole Üh-23 in the E-W section of the difference field, is sharply cut from below around 0 m asl in the N-S section of the difference field. This head maximum can be connected with the high-head section of Borehole Üh-27 as well. The low head gradient between the two boreholes shows good hydraulic conductivity.

Within the southern domain the groundwater heads are remarkably higher than the average head of the study area. This can be related to the Main Damming-Isolating Zone which "dams" the ground water south of it. Upwards from the 50 m asl horizon the head highs extend more and more towards the S and SW. The most significant head highs at the 150 and 200 m asl horizons are displayed in the vicinity of Boreholes Üh-5 and Üh-28.

Rather high heads are characteristic for the lower section of Borehole Üh-22 (up to the 0 m asl horizon). However, the maximum disappears at the 50 m asl horizon. Between Borehole Üh-22, on the one hand, and Boreholes Üh-3 + Üh-4, on the other hand, a low-gradient — *i.e.* conductive zone — is displayed.

The upper section of Borehole Üh-28 can be characterised by a higher groundwater head (*i.e.* higher than the regional one). This head-high is suddenly cut from below in the E-W section of the difference field. In the gradient field, east from the borehole, a N-S striking and E dipping damming-isolating zone can be observed at the 50 m asl horizon and above it.

The biggest maximum within the N-S section of the difference field is visible in the upper section of Borehole Üh-5; it is sharply cut at deeper levels. In the gradient field, an E-W striking and S dipping damming-isolating zone can be distinguished. It was penetrated by the borehole at about 50-100 m asl.

A low groundwater-head gradient is displayed at the 0 m asl horizon between Boreholes Üh-5 and Üh-26. It could indicate a high conductivity.

In the following, the position and geometry of the hydrogeological structures outlined above will be discussed.

The position and geometry of the outlined hydrogeological structures

Hydrogeological structures have been outlined in the interpolated head field, as well as in the difference and gradient fields derived from it. All these structures reflect local features. These fields are based on direct measurements along the borehole axes and the traces of the streams. The traces of the streams, however, have been incorporated into the regional field as well; therefore, they do not give additional information about the local fields. As a consequence, the additional local information is only based on the drilling data.

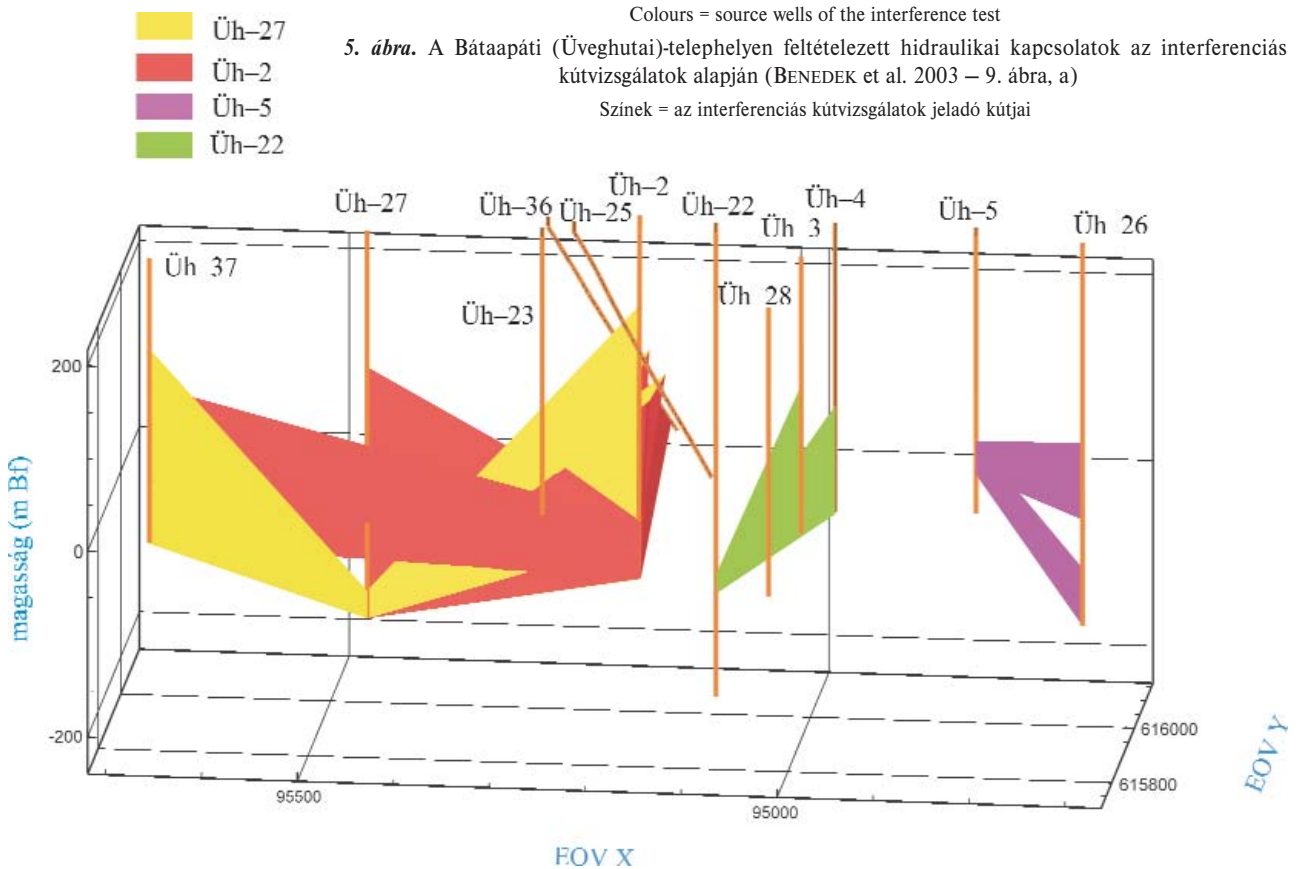
Accordingly, the pattern of the groundwater-head field and its derivatives highly depends on the distribution of the boreholes. This pattern is more correct where the boreholes are close to each other and are spread horizontally (*i.e.* Üh-2, Üh-25, Üh-22, Üh-3 and Üh-4). It is more uncertain in the vicinity of all boreholes which are located along lines (*i.e.* Üh-23, Üh-27 and Üh-37; Üh-3 and Üh-28; Üh-5 and Üh-26). As it comes from the method outlined above, when moving away from the boreholes the picture is more and more smoothed into the regional one and the influence of the local structures gradually diminishes.

The course of the interpolation generates a further problem which involves the fact that the 3D head fields are based vertically on the data series (in two cases boreholes are inclined at 60°) whereas they are based horizontally on the series of interpolation results. On the basis of the dominantly steep position of the geological-tectonic structures in the boreholes, it could be expected that the variability of the groundwater-head fields is much more intense in a horizontal (or close to it) than in a vertical (or close to it) direction. This can easily be observed where the boreholes are close to each other, *i.e.* in the vicinity of Borehole Üh-2. However, further away from this borehole, where the distances between the boreholes are comparable with the drilled thickness of the saturated zone, the groundwater-head fields display an opposite trend. This means that the local structures can be seen to be losing their correctness within the sections between the boreholes.

However, the position and geometry of the hydrogeological structures outlined in the groundwater-head fields obviously have to be evaluated on the basis of the above circumstances.

The steep position of the Main Damming-Isolating Zone and its approximately ENE-WSW strike can precisely be outlined at the given distribution of the boreholes. Its extension along the strike seems to be limited in the interpolated groundwater-head field. It is not clear, however, whether this phenomenon is independent of the position of the boreholes or not.

Figure 5. Hydraulic connections assumed to exist at the Bátaapáti (Üveghuta) Site on the basis of the interference tests (Figure 9, a in BENEDEK et al. 2003)



There is a concentration of the groundwater-head contour lines in the section of Borehole Üh-23. Sharp closures towards the depth of the head-high exist in the sections of the difference field at Boreholes Üh-27, Üh-28 and Üh-5. Both phenomena seem to indicate the effects of rather low-angle structures on the groundwater-head field. In all these cases, however, there are no boreholes beyond the drilling line. This may have caused the sudden change due to a steep structure which was penetrated in this singular point; the shape and the lateral extension of the corresponding anomaly could have been distorted by the course of the interpolation (due to distant, regional effects). In the groundwater-head field itself, both at Boreholes Üh-28 and Üh-5, steep damming-isolating zones can be supposed (see above); these could have caused the effect in question.

The only anomaly which seems to dip at a low angle over several boreholes can be seen in Boreholes Üh-2, Üh-23, Üh-27 and Üh-37. In the given distribution of the boreholes it can be interpreted in terms of a structure (or structures) which is (are) almost parallel with the line across the boreholes and which runs (run) into the section from outside.

In the vicinity of Boreholes Üh-27 and Üh-37 the horizontal sections of the groundwater-head fields seem to display a NNW–SSE directed conductive zone. On the basis of the geological-structural data a steep dip has to be favoured. Suspicions are, however, generated by the fact that these two boreholes — which were located accidentally from a struc-

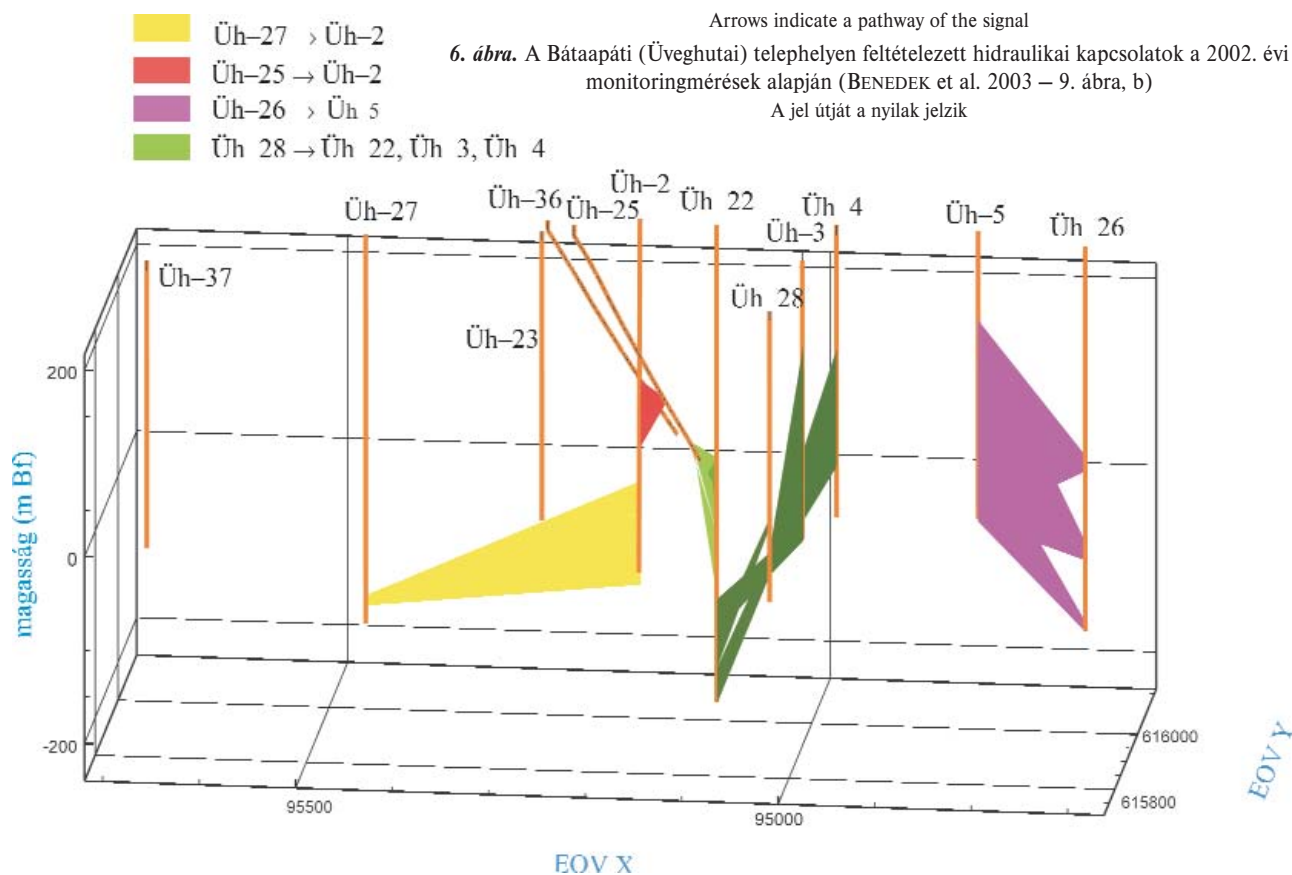
tural point of view — fall on the axis of the same anomaly. Besides, the interpretation of the features within the same area from another point of view (see above) would result in the outlining of a low-angle hydrogeological structure.

With regard to the vertical section of the gradient field in the N–S directed structure nearly vertical anomalies are displayed, while in the E–W directed ones the anomalies are nearly horizontal (Figure 5). This can be explained in terms of the head steps in which the generated anomalies are mainly connected with approximately E–W running structures. The latter are cut by the N–S directed section almost perpendicularly and run at low angles from outside into the E–W oriented sections. Consequently, most of the hydrogeological structures (similarly to the geological structures) consist of steep dips with strikes which are approximately W–E. However, the position of the distinct structures can only be evaluated in the frame of working hypotheses due to the disadvantageous (from this point of view) distribution of the boreholes.

Direct connections of the ground waters

The direct connections of the ground waters were characterised on the basis of the data acquired from active and passive measurements. In these characteristics, relationships with the hydrogeological structures detected during the analysis of the groundwater-head fields are demonstrat-

Figure 6. Hydraulic connections assumed to exist at the Bátaapáti (Üveghuta) Site on the basis of monitoring carried out in 2002 (Figure 9, b in BENEDEK et al. 2003)



ed. The interference tests are understood as “active measurements”. The effects of the drilling and the examination of the boreholes in 2002 were recorded by applying long-term monitoring systems in Boreholes Üh-2, Üh-3, Üh-4, Üh-5, Üh-22 and Üh-23. This recording was regarded as consisting of “passive measurements”.

The hydraulic connections assumed to exist in the close surroundings of the Bátaapáti (Üveghuta) Site were spatially displayed using the code TecPlot 10 of the Amtec Engineering Inc. (BENEDEK et al. 2003). In the field generated from both active (Figure 6) and passive (Figure 7) data, the study area can be subdivided into three domains. The boundary between the Northern and Middle Domains falls on the Main Damming-Isolating Zone (see above). The Northern Domain comprises Boreholes Üh-27, Üh-37, Üh-23 and Üh-2; the Middle Domain consist of, the lower section of Borehole Üh-22 as well as Boreholes Üh-28, Üh-3 and Üh-4. The inclined Boreholes Üh-25 and Üh-36 started in the Northern Domain and then penetrated the Zone and finished in the Middle Domain. The possible connections between the boreholes listed have already been revealed on the basis of the analysis of the groundwater-head fields (see above).

The Northern Domain cannot be regarded as homogeneous. The upper sections of Boreholes Üh-23 and Üh-27 did not react to any signal. In the passive data the upper section of Borehole Üh-2 showed a connection with Borehole

Üh-25, whereas its lower section indicated a connection with Borehole Üh-27.

The boundary between the Middle and Southern Domains could not be delineated in the groundwater-head fields. It may follow a nearly E–W striking, steep damming-isolating zone such as the boundary between the Northern and Middle Domains. This zone, however, “fell through” the drilling network which is less dense than in the vicinity of Borehole Üh-2. The Southern Domain comprises Boreholes Üh-26 and Üh-5. In the groundwater-head fields they are connected with each other (see above).

Transport modelling

The hydrogeological structures mentioned above have been displayed in the Site models as 3D bodies adjusted to the model network (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). During the calibration of the models the hydraulic conductivity of the fresh granite was locally varied inside these bodies in order to get the best matching with the borehole profiles. Using damming structures with conductivity worse and conductive structures with conductivity better than the mean helped to simulate the groundwater-head profiles of the boreholes.

In the model which resulted from the calibration, transport modelling computations were carried out. By means of trans-

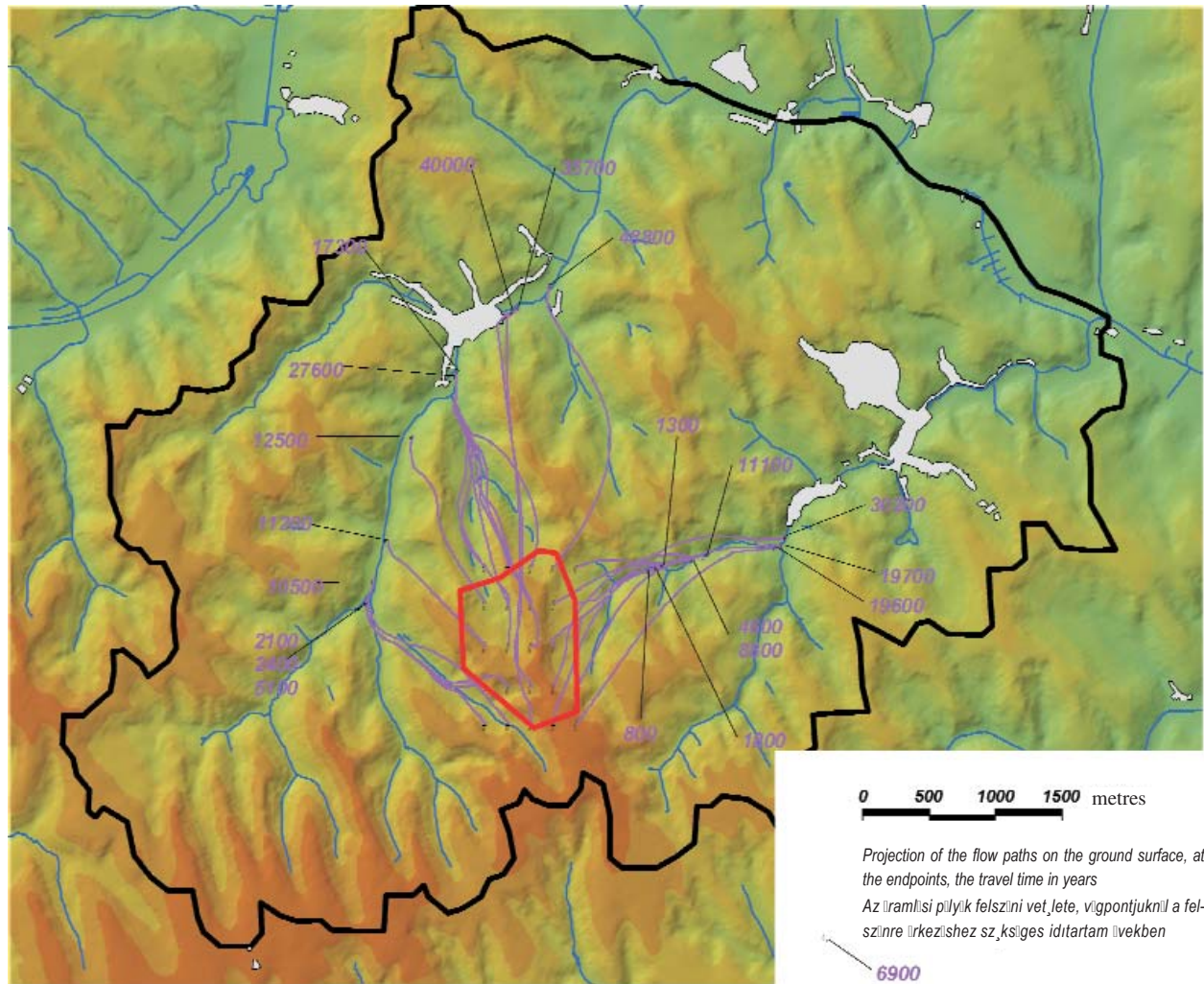


Figure 7. Paths and travel times of the water particles which started from the 0 m asl horizon of the Site (Figure 16 in MEZŐ, MOLNÁR 2003)
Red line = contours of the Site, black = the contour of the modelled area

7. ábra. A telephely területéről, 0 m Bf szintről indított vízrészecskék áramlási pályája és felszínre érkezési ideje (MEZŐ, MOLNÁR 2003 – 16. ábra)
Piros = a telephely körvonala, fekete = a modellezett terület körvonala

port modelling the travel time and site of the water particles which started from the 0 m asl horizon of the Site were determined (Figure 7). The flow paths from the repository area reach the ground surface at the section of the Huta Valley between the mouth of the Hosszú Valley and the village of Bábaapáti, and the section of the valley of the Mórógy Creek between the Henrik Spring and the village of Mórógy. The travel time for the nearest points varies between 800 and 5000 years. The water particles reached the farthest discharge areas over a period between 20,000–50,000 years. All these confirm the geological suitability of the Site.

A map of travel times was constructed for the vicinity closest to the Site (Figure 9). The travel times exceeded 10,000 years for the NE, middle and SE parts of the area. Of these parts, only the latter is explored by boreholes. Rather short — *i.e.* less than 600 years — travel times are observable along the conductive structures which are displayed through Boreholes Üh–2 and Üh–36 towards the NE (*i.e.* the Éva Valley), and from Borehole Üh–28 to-

wards the WSW (*i.e.* the Mészkemence Valley). In those sectors of the Site that have not been explored by boreholes the map could be significantly modified by new conductive or damming-isolating structures.

For three assumed 100×100 m repositories on the 0 m asl horizon W of Borehole Üh–37, N of Borehole Üh–23 and W of Borehole Üh–3 the temporal and spatial behaviour of a conservative and a decaying pollutant was studied by means of an advective dispersive type of transport modelling (MEZŐ, MOLNÁR 2003). It was revealed that the conservative pollutant would reach significant distances over a 3000 years time span and would be diluted significantly. In the case of the pollutant with a 20-year half-life it was shown that the pollutant would not be able to get at a sensible distance from the repository and would disappear almost *in situ*. Concentrations above the computation threshold (about 0.001%) were not indicated anywhere after 600 years. In the case of both pollutants, their concentration in the near-surface waters did not exceed 0.01% of the primary concentration. An especially strong dilution

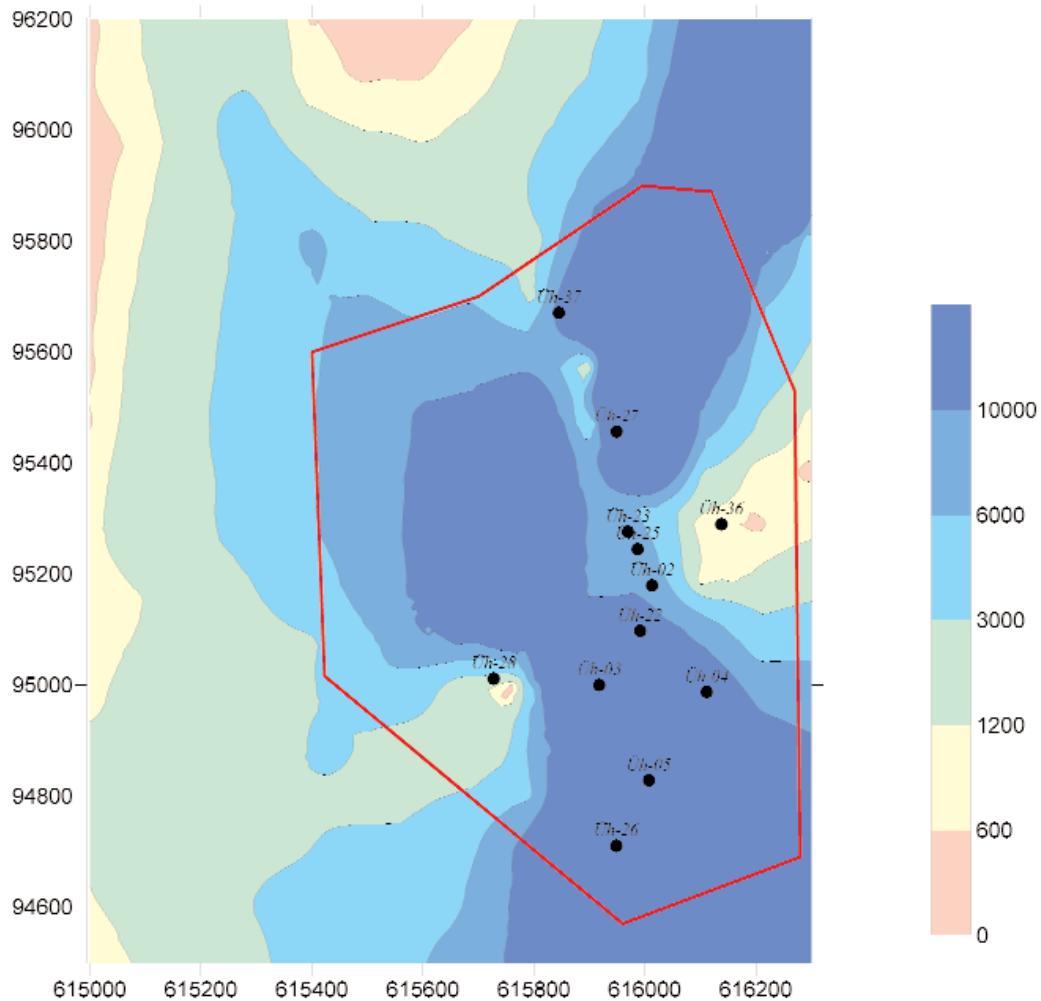


Figure 8. Travel times for the flow paths from the 0 m asl. horizon of the Site (Figure 17 in MEZŐ, MOLNÁR 2003)

8. ábra. Felszínre érkezési idők a telephelyen 0 m Bf szintről indított áramvonalak esetén (MEZŐ, MOLNÁR 2003 – 17. ábra)

took place in the zones of ascending waters below the valleys and within the weathering zone of the granite.

Summary

At the Bataapáti (Üveghuta) Site a hydrogeological survey large-scale was carried out using various methods. This survey enabled the main features of the water balance were established. It was revealed that 5-6% of the infiltrated water and 0.2% of the precipitation can get into the granite which will host the repository. This has two important consequences for the safety assessment: most of the water moves laterally and it remains close to the ground surface. The first impedes the filtration of the water towards the repository, whereas the second dilutes the water arriving from the repository. The diluted water can contain radioactive pollution. The system is not sensitive to the variations of the infiltration — *i.e.* it is very stable.

The granite which will host the repository is a fissured aquifer with a low, 3×10^{-9} m/s average hydraulic conductivity. The low velocity of the flow is further decreased by damming-isolating zones which have low hydraulic conductivity.

By analysing of the groundwater-head fields it was revealed that the Site can be subdivided into two main domains. The latter are separated by the Main Damming-Isolating Zone which is related to a steeply dipping and E-W striking fracture zone. It seems probable that the main hydrogeological structures are of similar strike and also steep. However, the drilling network is not dense enough to be able to determine the position of the distinct structures. Both domains are heterogeneous and can be further subdivided.

The hydrodynamic connections which were established using of interference tests and monitoring during the drilling and testing activity fit in well with the groundwater-head fields.

By means of flow modelling it was established that most of the waters which can transport the possible radioactive

pollution reach the near-surface zones after several thousands or several tens of thousands of years. Only towards the NE and WSW can flow paths with rather short (*i.e.* less than 600 years) travel times be observed. By means of transport modelling it was concluded that radioactive elements with a

20-year half-period do not leave the vicinity of the repository at all and decay almost *in situ*.

Consequently, the hydrogeological flow system of the Bábaapáti (Üveghuta) Site complies with the requirements of the geological suitability.

References — Irodalom

- ÁCS V., BENEDEK K., MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2003: Integrált vízföldtani értelmezés. A telephely dinamikus potenciáltere (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Dynamic groundwater-head field of the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z. 2003: Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykörnyezet modellezésének előkészítése (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Preparation of the modelling of the surroundings of the Site). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z. 2004: Geological suitability and concept of the further exploration of the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [A Bábaapáti (Üveghutai) telephely földtani alkalmassága és továbbkutatási koncepciója]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- BALLA, Z., MOLNÁR, P. 2004: Hydrodynamic testing at the Bábaapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [Kútvizsgálatok a Bábaapáti (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., SZŐCS T., TÓTH GY., TURCZI G., PRÓNAY ZS., VÉRTESY L., ZILAHÍ-SEBESS L., GÁLSA A., SZONGOTH G., MEZŐ GY., MOLNÁR P., SZÉKELY F., HÁMOS G., SZÜCS I., TURGER Z., BALOGH J., JAKAB G., SZALAI Z. 2003a: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. A felszíni földtani kutatás zárójelentése, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003 [in Hungarian: Programme for the final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Final report of the geological exploration from the ground surface, Bábaapáti (Üveghuta), 2002–2003]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA, Z., HORVÁTH, I., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2000: Hydrogeological characteristics of the Üveghuta Site (Az üveghutai telephely hidrogeológiai viszonyai). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 379–406.
- BALLA Z., HORVÁTH I., TÓTH GY., MÉSZÁROS F., MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2002: Izotóptranszport-vizsgálatok a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen. Zárójelentés a P200V-4-06/01. sz. szerződés teljesítéséről [in Hungarian: Isotope transport studies at the Bábaapáti (Üveghuta) Site. Final report on the fulfilment of the Contract No. P200V-4-06/01]. — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BALLA Z., ZILAHÍ-SEBESS L., KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M. 2003b: Mállási kéreg (in Hungarian: Weathering crust). — In: BALLA Z. et al. 2003a, 3.1.2.4. fejezet (Chapter 3.1.2.4.), pp. 132–137.
- 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.
- BRADLEY, G. J., ENACHESCU, C., MACDONALD, B., MOLNÁR, P. 2000: Hydrogeological interference testing in the Carboniferous granites, at Üveghuta, in South-west Hungary (Az üveghutai telephely gránitos összetételének lyukközi interferenciás kútvizsgálata). — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 427–445.
- GERHARDT, J. M., LAZORCHICK, G. J. 1988: Evaluation of the ground-water resources of the Lower Susquehanna River Basin, Pennsylvania and Maryland. — *U. S. Geological Survey Water Supply Paper 2284*, 128 p.
- GYALOG, L., SZEGŐ, I. 2004: Boreholes at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Fúrások a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., HAVAS, G., MAROS, GY., TURCZI, G., SZEBÉNYI, G. 2004a: Geological-tectonic documentation in the Bábaapáti (Üveghuta) site [A földtani dokumentálás rendszere a Bábaapáti (Üveghutai) telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- GYALOG, L., SZEGŐ, I., SZIEBERT, GY. 2004b: Implementation and examination of mining and technical facilities in the Bábaapáti (Üveghuta) Site [Bányászati és műszaki létesítmények mélyítése és vizsgálata a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- HORVÁTH I., MARSÓ K., MURÁTI J., NAGY P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T., TÓTH GY. 2003a: Integrált vízföldtani értelmezés. Jelentés (in Hungarian: Integrated hydrogeological interpretation. Report). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH I., SZŐCS T., TÓTH GY., MURÁTI J. 2003c: Integrált értelmezés, vízgeokémia (in Hungarian: Integrated interpretation, hydrogeochemistry). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- HORVÁTH, I., SZŐCS, T., ROTÁR-SZALKAI, Á., TÓTH, GY. 2004: Water ages at the Bábaapáti (Üveghuta) Site [A vízkorok alakulása a Bábaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BARÁTH-SINYEI K. 2003: A gránit mállási zónájának komplex értelmezése (in Hungarian: Complex interpretation of the weathered zone of the granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAHÍ-SEBESS, L., BÁN-GYÓRY, E. 2004:

- Tectonics and structural history of the north-eastern Mórág Block (A Mórági-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezetalakulása). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., HORVÁTH, I., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFFY, P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAHÍ-SEBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block (A Mórági-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- MEZŐ GY., MOLNÁR P. 2003: Vízföldtani modellezés. FeFlow modell. Jelentés (in Hungarian: Hydrogeological modelling. The FeFlow modell. Report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., BÁNYAI L., HORVÁTH I., MARSÓ K., MENTES GY., SZŐCS T., TÓTH GY. 2002: Üveghuta tágabb térségében kialakított környezeti monitoring-rendszer működtetése (2002. július-december). Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Jelentés a RHK Kht.-val kötött P200V-402/01 rendelési számú szerződés teljesítéséről [in Hungarian: Operating an environmental monitoring system in wide surroundings of Üveghuta (July-December, 2002). Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste. Report on the Contract No. P200V-402/01 concluded with Puram). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., MURÁTI, J., NAGY, P., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004a: Recharge and discharge processes in the north-eastern Mórág Block (Utánpótlódási és megcsapolási viszonyok a Mórági-rög ÉK-i részén). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- ROTÁR-SZALKAI, Á., HORVÁTH, I., MARSÓ, K., NAGY, P., Ó. KOVÁCS, L., SZŐCS, T., TÓTH, GY. 2004b: Hydrogeological monitoring system at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Vízföldtani megfigyelőhálózat a Bataapáti (Üveghutai) telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- SZONGOTH, G., ZILAHÍ-SEBESS, L., SZÜCSI, P. 2004: Well logging at the Bataapáti (Üveghuta) Site [Mélyfúrás-geofizikai mérések a Bataapáti (Üveghutai)-telephelyen]. – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 2003* (this volume).
- TAKÁCS T., TÓTH GY., MEZŐ GY. 2002: Összegző biztonsági értékelés előkészítése, Vízföldtani modellezés, jelentés (in Hungarian: Preparation of a summarising safety assessment, Hydrogeological modelling, report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., SZŐCS T. 2003a: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Jelentés a vízföldtani észlelésekről, Bataapáti (Üveghuta) [in Hungarian: Programme for final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Report on the hydrogeological survey, Bataapáti (Üveghuta)]. – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- TÓTH GY., MEZŐ GY., BENEDEK K., TAKÁCS T. 2003b: Vízföldtani al egységek jellemzése modellezés alapján, részjelentés (in Hungarian: Characteristics of the hydrogeological sub-units based on modelling, partial report). – *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- ZILAHÍ-SEBESS, L., RIGLER, GY., SZONGOTH, G. 2000: Division of the weathering crust of the Üveghuta granite based on well-logging data (Az üveghutai gránit mállási kérgének tagolása mélyfúrás-geofizikai adatok alapján). – *Annual Report of the Geological Institute of Hungary, 1999*, pp. 213–230.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely vízföldtani képe

BALLA ZOLTÁN¹, HORVÁTH ISTVÁN¹, TÓTH GYÖRGY¹, BENEDEK KÁLMÁN²,
MEZŐ GYULA² és MOLNÁR PÉTER²

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

² Golder Associates (Magyarország) Kft. H-1021 Hungary, Budapest, Hűvösvölgyi út 54.



Tárgyszavak: áramlás, Délkelet-Dunántúl, felszín alatti vizek, gránit, háromdimenziós modell, hidrodinamika, Magyarország, modellezés, Mórággyi-rög, radioaktív hulladék, felszín alatti elhelyezés, vízföldtan

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen nagy volumenű, sokrétű vízföldtani kutatást folytattunk le. Mindennek eredményeképpen tisztáztuk a vízháztartás főbb vonásait. Kitént, hogy a leendő létesítményt magában foglaló gránittestbe a beszivárgott víz 5-6%-a és a lehullott csapadék 0,2%-a jut. Ennek a biztonság szempontjából két fontos következménye van: a beszivárgó víz nagy része oldalirányban mozog, s ez gátolja a csapadékvíz lejutását a tárolóba; emellett ez a nagymennyiségű, felszínközeli maradt víz felhigítja a tároló felől érkező, esetlegesen radioaktív szennyezést hordozó vizet. A rendszer kevésbé érzékeny a csapadék és a beszivárgás ingadozásaira, vagyis stabilitása igen nagy.

A tárolót befogadó gránittest hasadékos víztartó képződmény, kis, átlagosan 3×10^{-9} m/s szivárgási tényezővel. Az áramlás amúgy is kis sebességét rossz vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zónák csökkentik tovább.

A potenciáltér elemzésével kimutattuk, hogy a telephely két fő egységre tagolható, amelyeket egy közel K-Ny-i csapású, meredek dőlésű törésses övhöz kapcsolódóan a fő torlasztó-szigetelő zóna választ el egymástól. Valószínűnek látszik, hogy a fontosabb vízföldtani elemek nagyrészt hasonló lefutásúak, és ugyanígy meredek dőlésűek, azonban a fűrészi háló nem elég sűrű ahhoz, hogy az egyes elemek helyzetét és települését konkretizáljuk. Mindkét egység felépítése heterogén, s ennek alapján tovább tagolható.

Az interferenciás kútvizsgálattal, továbbá a fűrészi és kútvizsgálati tevékenység alatt üzemelő monitoringgal kimutatott vízáramlási kapcsolatok jól illeszkednek a potenciáltérbe.

Áramlási modellezéssel megállapítottuk, hogy az esetleges radioaktív szennyezést szállító mélységi vizek nagyrészt több ezer vagy több tízezer év alatt érnek felszínközeli, s csak ÉK és NyDNy felé figyelhetők meg viszonylag rövid (600 évnél kevesebb) idejű áramlási pályák. Transzportmodellezéssel arra a következtetésre jutottunk, hogy 20 éves felezési idejű radioelemek már a forrás (a tároló) közeléből sem jutnak ki, s szinte helyben elbomlanak.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely vízármlási rendszere tehát kielégíti a földtani alkalmasság követelményeit.



Bevezetés

A vízföldtani kutatások *célja* a telephely földtani alkalmasságának megítéléséhez szükséges adatok és értékelések biztosítása, *feladata* a vízföldtani kép pontosításához szükséges vizsgálatok elvégzése, s ennek nyomán a radioaktív izotópok felszínre jutási idejének és koncentrációjuk hígulási mértékének meghatározása.

A felszín alatti vízármlás bonyolult, töbttényezős térbeli folyamat. A vízföldtani viszonyok jellemzésének célszerű eszköze a transzportmodellezés és az azt megalapozó

áramlási modellezés. Az áramlási modellt úgy alakítottuk ki, hogy külön tudjuk vizsgálni a telephelyet, illetve tágabb környezetét. A környezet jellemzésére kialakított vízföldtani modell területét úgy jelöltük ki, hogy a kijelölt terület az áramlási rendszer teljes egészét magába foglalja (1. ábra). A vizsgált terület határát K-en, D-en és Ny-on a Hutai-patak és a Mórággyi-víz együttes vízválasztói, É-on a Lajvér-patak vonala adja (1. ábra).

Az áramlási modell kialakításához szükség volt a telephelyre és környezetére vonatkozó vízföldtani információ összegyűjtésére, a térség elméleti vízföldtani képének ki-

dolgozására. Ezért meg kellett határozni a felszín alatti vizek utánpótlási és természetes megcsapolási viszonyait, a felszín alatti térrész áramlást meghatározó jellemzőit — a képződmények átteresztőképességének paramétereit, illetve a nyomásviszonyokat —, valamint az áramlást jellemző vízminőségi viszonyokat.

A modellezési paraméterek meghatározásához több alkalommal terepbejárást végeztünk. A *terepi észlelések* (TÓTH et al. 2003a; ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) eredményeként rendelkezésünkre álltak olyan alapvető mérési adatok, mint a *vízkielépési helyek*, illetve vízkielépések időbeli változásának pontos meghatározása. A *földtani kutató-árkokban* (GYALOG et al. 2004b) közvetlen vizsgáltuk a gránitban jelentkező törések, töréses övek és a vízkielépési helyek kapcsolatát. Részletes felmérések készültek a *víz-folyások* alapvízhozamára. A kutatás során létesített 13 db állandósított *vízhozammérő hely* (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b) méréseiből a vízjárás változására, valamint a felszíni lefolyásra vonatkozóan kaptunk adatokat. *Vízmintákat* gyűjtöttünk, és elemeztük a felszíni vizek kémia jellegének térbeli és időbeli változását, amely szintén alapvető információt szolgáltatott az áramlási rendszer megismeréséhez (HORVÁTH et al. 2003c).

A felszíni kutatás során a telephelyen és környezetében mélyült *sekély- és mélyfúrásokból* (GYALOG, SZEGŐ 2004) megismertük a felszín alatti áramlási teret kitöltő képződményeket. Felhasználtuk a földtani megfigyelések (GYALOG et al. 2004a) és mélyfúrás-geofizikai mérések (SZONGOTH et al. 2004) eredményeit, emellett az egyes képződmények szivárgási paramétereinek megismerésére kútvizsgálatokat, a mélyfúrásokban *pakkeres kútvizsgálatokat*, a kutak között *interferenciavizsgálatot* végeztünk (BALLA, MOLNÁR 2004).

A fúrásokban megmértük a *talajvízszintet*, és pakkeres kútvizsgálatokkal meghatároztuk a különböző mélységekben uralkodó *nyomásviszonyokat*.

A beszivárgási paraméterek és a háromfázisú zóna megismerésére *ásott kutakat* létesítettünk (GYALOG et al. 2004b), amelyekben részletesen vizsgáltuk a kőzet vízföldtani paramétereit (laboratóriumi körülmények között), illetve a beszivárgás folyamatát vízkémiai jellemzők alapján.

A fúrásokból kialakított *észlelőkutak* vízjárásának értékelésével további információt szereztünk a felszín alatti vízháztartásról (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004b).

A felszín alatti vizekben végbemenő transzportfolyamatok tanulmányozására a telephelyhez legközelebbi völgyekben létesített kútsoportokban *anyagáramlás-vizsgálatokat* végeztünk (BALLA, MOLNÁR 2004). Külön tanulmányokat folytattunk a transzportfolyamatokat befolyásoló megkötődés, keveredés, illetve diszperzió jellemzésére (BALLA et al. 2002).

A vízföldtani *áramlási modellek* kialakítását már a terepi megfigyelésekkel egy időben megkezdjük (TÓTH et al. 2003b). Modellezést használtunk az egyes paraméterek, transzportjellemzők pontosításához is.

A felszín alatti vizek áramlási viszonyainak tisztázásában döntő fontosságú, hogy helyes képünk legyen a terület vízháztartásáról, amelyet az utánpótlási és meg-

csapolási viszonyok jelentősen befolyásolnak. E viszonyok és a vízháztartás elemzésével határoztuk meg az egyik legfontosabb kiindulási paramétert, a *beszivárgást* (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

A beszivárgó víz egy bizonyos mélységtől kezdve kitölti a kőzetek teljes üregtérfogatát, *talajvizet* alkot. A talajvíztükör fölötti részt, ahol az üregek egy részét gáz (elsősorban levegő vagy annak származékai) foglalja el, *telítetlen zónának* nevezzük, szemben a talajvíztükörtől lefelé elhelyezkedő *telített zónával*. E zónák és a határukat képező talajvíztükör helyzetét a beszivárgási viszonyok mellett a földtani képződmények tulajdonságai határozzák meg.

A Bábaapáti (Üveghegyi)-telephely beszivárgási területein a talajvíztükör (2. ábra) többnyire a mállott gránit (ZILÁHI-SEBESS et al. 2000) felső részén helyezkedik el, s csak néhol kerül feljebb, a negyedidőszaki üledékösszet (MARSJ et al. 2004) legalsó szintjeibe. A telítetlen zóna tehát itt negyedidőszaki üledékeket fog át.

A talajvíz mélyebb szintjeit *hasadékvíznek* nevezzük, ezek töltik ki a mállott gránit mélyebb szintjeit és az üde gránitot.

A mállott gránitban lévő talajvíz maga is hasadékvíz, s a kettő közötti határ nem vonható meg objektív módon. A talajvíztükör közelében lévő felszín alatti víz elsősorban oldalirányban, a szomszédos lejtők felé mozog, s mozgása csak néhány tucat m-rel mélyebben irányul főleg lefelé. A továbbiakban ezt a főleg oldalirányban mozgó részt nevezzük talajvíznek, a lefelé mozgót pedig hasadékvíznek. A kettő határa értelemszerűen nem éles, hanem átmeneti jellegű.

A vízháztartás

A vémei és a bábaapáti meteorológiai állomás adatai szerint az éves csapadékösszeg sokéves átlaga 658 mm (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). A lehullott csapadék mintegy 92%-a elpárolog a felszínről és a talajzónából, illetve a növényzet elpárologtatja (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). Az ásott kutak tríciumprofiljának elemzése, a felszíni vízfolyások alapvízhozamának mérése és a csapadék bepárlódására alapozott számítás alapján az effektív beszivárgás sokéves átlagos értéke 24,4 mm/év (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a). A vízháztartás-vizsgálatok szerint a csapadék kb. ugyanekkora hányada felszíni lefolyással távozik a vízgyűjtőterületről.

A dombtetők alatt 20–70 m között változó vastagságban telítetlen képződmények (l. följebb) találhatóak, amelyekben a beszivárgás sebessége 100–200 mm/év (HORVÁTH et al. 2003a). A lapos völgytalpakon a talajvízszint 0,5–2,0 m mélyen húzódik; itt a beszivárgás és a párolgás a talajvízszint dinamikus változása következtében hosszabb távon egyensúlyban van (HORVÁTH et al. 2003a).

A dombtetőkön talajba jutó víz a telítetlen zónában lefelé szivárogva éri el a gránit mállási kérgét, amely a terület döntő részén talajvíztartó képződmény. A mállott gránit szivárgási tényezője 2–3 nagyságrenddel múlja felül a mélyebben települő üde gránit vízvezető képességét (TAKÁCS et al. 2002), ezért a beszivárgott víz 95–96%-a a mállott gránitban oldalirányban áramlik (ROTÁR-SZALKAI et

al. 2004a), és a meredek völgyek felső szakaszán kisebb forrásokban, szivárgásokban lép felszínre. Az üde gránitba a beszivárgott víz 4-5%-a jut, ami 1,0-1,2 mm/év értéknek adódik. Ez a lehullott csapadék 0,2%-a (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a).

A dombtetők alatt a mállott gránit porozitása és szivárgási tényezője felfelé fokozatosan növekszik (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2003), emiatt a dombtetők alatt a talajvíz szintje a beszivárgás változására kevésbé érzékeny; a talajvízszint éves ingadozása 1-2 m (ROTÁRNÉ SZALKAI et al. 2002). Ugyanilyen okból a mállott gránitból fakadó kisebb források kilépési helye és hozama rendkívül stabil. A telephely környezetében a felszín alatti vízáramlási rendszer fő megcsapolói a Hutai-patak, a Lajvér-patak és a Mórággyi-víz.

A meredek völgyekben a kisvízi hozamok a hosszszelvény mentén nem gyarapodnak, sőt, sok esetben csökkenő hozam figyelhető meg; az alsó szakaszon a patak gyakran elnyelődik. Mindez a völgytalpak mentén jelentős felszín alatti vízáramlásra utal. A lapos völgyekben 4,2–13,0 m vastag, uralkodóan agyagos–kőzetlisztes, rossz vízvezető képességű völgykitöltés található. A hozammérések szerint a péltés völgykitöltés alatt a mállott gránit vízszállítása jelentős. A vízháztartási számítások (ROTÁR-SZALKAI et al. 2004a) szerint az üde gránitból a völgyek alatti mállott zónába feláramló vizek a mállott zóna ottani vízforgalmának 3,3–4,3%-át adják, vagyis a feláramló vizek hígulása 25-30-szoros. Ez az érték jól egyezik a Mó-6 kútárnál a vízgeokémiai paraméterek alapján végzett keveredési számítás eredményével, amely szerint a völgytalpi mállott zónában a mélységi eredetű idős víz aránya legfeljebb 5-6%-ra becsülhető (BALLA et al. 2002).

A mállott gránit vízföldtani jellemzése

A telephelyi dombtetők alatt a gránitkőzetek felső kb. 50 m-e mállott. A mállási kéreg vastagsága a domboldalak alatt valószínűleg csökken, de konkrét értéke ismeretlen. A nagyobb völgyek talpa gyakorlatilag abba a szintbe esik, amelyen a dombtetők alatt már kevésbé mállott kőzetek vannak. A völgykitöltő alluviális–proluviális üledékek alatt azonban igen erősen mállott granitoid kőzeteket harántoltunk többnyire 5-15 m vastagságban, talpukon éles határral kevésbé mállott vagy éppen üde granitoid kőzetek jelennek meg. A mállási kéreg kifejlődése tehát a dombtetők és a völgyek alatt nem egyforma: a dombtetők alatt a mállás lefelé fokozatosan gyengül, majd megszűnik, míg a völgytalpak alatt mállási csatorna körvonalazódik (BALLA et al. 2003b).

A dombtetők alatt a talajvíz általában a mállási kéreg felső, legerősebben mállott szakaszának alsó részén foglalt helyet. A vízföldtani modellekben 30 m-es vastagságú, az alatta lévőnél jóval nagyobb vízvezető képességű réteget vettünk fel, s az ezzel számított talajvíz-domborzati képhűen tükrözi a valóságot.

A mállási kéreg vízvezetése tehát térben változik, s ennek kézenfekvő magyarázata a következő. A dombtetők alól — ahol a talajvízdombhátak, vagyis az áramlás kezdetei

vannak — az itteni víz a mállási kéreg alsó, rossz vízvezető szakaszában áramlik. A völgyek irányában a vízhozam gyarapodik, és a víz egyre inkább igénybe veszi a mállási kéreg magasabb és jobb vízvezető részeit is. A völgytalpak alatt az ott lévő mállási csatorna bonyolítja a vízforgalmat, itt várható a legmagasabb átlagos szivárgási tényező.

A modellezéshez olyan eljárásra volt szükségünk, amely mindezeket a jelenségeket figyelembe veszi. Ilyen eljárást GERHARDT, LAZORCHICK (1988) mutatott be a Lower Susquehanna folyó (USA) vízgyűjtőjére, ahol a kalibrálással kapott relatív szivárgási tényező dombtetőkre 0,2, domboldalakra 1,0 és völgyekre 1,5 értékűnek adódott. A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyre és környezetére — ugyancsak kalibrálás után — dombtetőkre $1,5 \times 10^{-7}$, domboldalakra $2,5 \times 10^{-7}$ és völgyekre 1×10^{-6} m/s szivárgási tényezőt kaptunk (ez utóbbira ennél magasabb, pl. 1×10^{-5} m/s érték is elfogadható, mivel a modell erre már nem érzékeny), amely 0,6; 1,0 és $\geq 4,0$ relatív értéksorként az előzővel elég jól egyezik. Az eltérés úgy is felfogható, hogy a domboldalak alatti szivárgási tényező a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen és környezetében a másik kettőhöz (0,2; 1,5 ~ 0,6; $\geq 4,0$) viszonyítva kb. háromszor nagyobb, mint a Lower Susquehanna folyó vízgyűjtőjében.

A modellezéssel a talajvíztükör helyzetére kapott értékek a dombtetőkön lévő kutakban mért adatokkal nagyrészt jó egyezést mutattak, ami megerősítette, hogy a kalibrált szivárgási tényezők helyesek. Jelentős eltérés egy területen — az Üh-2, az Üh-25A és az Üh-36A kútban — mutatkozott, itt a mért érték a számítottnál 15-25 méterrel alacsonyabb. A számított értékek csökkentése érdekében a talajvíztartó alegység vízvezető képességét a környezeténél jobbnak tételeztük fel: a domboldalak alatt $2,4 \times 10^{-6}$ m/s-nek, ami mindenképpen anomális érték. Az anomália kialakításában itt feltételezhetően szerepet játszik az is, hogy a mélyfúrásokban itt megismert rossz vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zóna (BALLA, MOLNÁR 2004) a mállási kéregben is kifejti talajvízduzzasztó hatását.

Összességében megállapíthatjuk, hogy a talajvíznek a dombtetők és domboldalak alatti mállási kéregben lejátszó oldalirányú áramlása olyan elterelő hatást hoz létre, amely a Bátaapáti (Üveghutai)-telephely földtani gátjának jelentős komponense (vö. BALLA 2004).

Az üde gránit vízföldtani jellemzése

Üde gránitnak a gránittest mállási kérgé alatti képződményt nevezünk. Az „üde” kifejezés itt csupán a mállott gránittól való megkülönböztetést szolgálja: az üde gránit erősen zúzott, repedezett, hidrotermálisan bontott, agyagásványosodott zónákat is tartalmazhat.

Az üde gránit hasadékos víztartó képződmény: a vízáramlás főleg egyes nyitott repedések, hasadékok mentén történik, amelyek vízvezető képessége több nagyságrenddel jobb, mint a kisebb repedésekkel jellemezhető kőzetmátrixé. Az alapközet és a repedések vízvezető képessége közti különbséget jól tükrözi, hogy az egyedi

kútvizsgálatok pakkeres szakaszainak transzmisszivitása több mint hat nagyságrendet változik (BALLA, MOLNÁR 2004). Kis léptékben, rövid ideig tartó folyamatokban az üde gránit vízvezetése a repedések méretétől, nyitottságától, gyakoriságától, más repedésekkel való kapcsolatától, azaz a repedésrendszer konnektivitásától függ.

Az interferenciás vizsgálatok és a legjobb vízadó képességű szerkezetek egyedi kútvizsgálata szerint az üveg-hutai gránit repedésrendszere hierarchikus szerveződésűnek tűnik, amelyben a több száz méter kiterjedésű fő vízvezető elemekhez kiterjedt háttér-repedéshálózat kapcsolódik (BRADLEY et al. 2000).

A pakkeres kútvizsgálatok szerint a repedezett gránit szivárgási tényezője 10^{-6} és 10^{-12} m/s között változik, lognormál eloszlású, 3×10^{-9} m/s átlagos értékkel (BALLA, MOLNÁR 2004). A telephelyi mélyfúrások átlagos vízvezető képessége között 5-10-szeres különbségek adódtak (BALLA, MOLNÁR 2004). Egyes mélyfúrások szelvénye igen különböző vízvezető képességű szakaszokra tagolódik. A vízvezető képesség mélység szerinti eloszlása a fúrásokkal feltárt 200-400 m-es mélységintervallumban nem mutat semmiféle trendet; jó vízvezető képességű szakaszok nagyobb mélységben is előfordulnak.

Az üveg-hutai gránittest jellemző és viszonylag gyakori elemei lehetnek azok a szerkezetek, amelyek a fúrásokban észlelt 5-20 m-es potenciállépcsőket okozzák (BALLA, MOLNÁR 2004). E torlasztó-szigetelő zónák nagy valószínűséggel a potenciállépcsők körzetében kimutatott, erősen bontott, agyagosodott töréses övek.

A modellezés szerint a torlasztó zónák legalább néhány száz méter kiterjedésűek, szivárgási tényezőjük nem haladja meg a 10^{-10} – 10^{-11} m/s-ot (TÓTH et al. 2003b). Torlasztó-szigetelő zónák gyakrabban fordulnak elő a telephely D-i részén, különösen az Üh-4, Üh-5 és Üh-26 fúrásokban. Az É-i részen, az Üh-27 és Üh-37 fúrások potenciálszelvényében nincs olyan ugrás, amely torlasztó-szigetelő zónára utalna.

Az alacsony vízvezető képességű torlasztó zónák többé-kevésbé elkülönülő egységekre tagolják az üde gránit áramlási rendszerét, gátolják a hidraulikai kapcsolatokat és csökkentik az áramlási sebességet (TÓTH et al. 2003b). Egyes szigetelő zónák mögött áramlási „holtterek” alakultak ki, igen lassú vízmozgással.

A torlasztó-szigetelő zónák szélein gyakran csak az egyik vagy mindkét oldalon jó vízvezető képességű repedésrendszer húzódik. Az áramlásmérések szerint beáramlások a szigetelő elemektől távolabb is előfordulnak, de a legjelentősebb vízbelépések a torlasztó zónákhoz közel, azoktól legfeljebb 10-20 m távolságra találhatóak. A mélyfúrásokban a beáramlások elsősorban DK-i dőlésű, 60 – 80° -os és ÉNy-i dőlésű, 70 – 80° -os repedésekhez kapcsolódnak, kisebb számban megjelennek É-i dőlésű, 70 – 80° meredekségű vízvezető törések is (SZONGOTH et al. 2004). Ezek az irányok a sekélyfúrásokban is dominálnak.

A fő vízvezető elemek transzmisszivitása 8×10^{-6} és 2×10^{-5} m²/s között alakul (BALLA, MOLNÁR 2004), ami két és fél nagyságrenddel múlja felül a repedezett gránit átlagos

vízvezető képességét (BALLA, MOLNÁR 2004). Az egyedi kútvizsgálatok hatósugara és az interferenciás hatások távolsága alapján a fő vízvezető elemek síkszerűek, kiterjedésük elérheti a több száz métert. Az Üh-27 fúrás 380–411 m és az Üh-29 fúrás 232–265 m közötti, itteni viszonylatban kiemelkedően jó vízvezető képességű szakasza trachian-dezit-telérek körüli, egymással összeköttetésben álló repedések alkotta zónához kapcsolódik.

A telephely léptékében tehát az üde gránit vízvezető képessége még mindig meglehetősen változékony. A háttér repedéshálózatnál 1-2 nagyságrenddel jobb vízvezető képességű fő vízvezető szerkezetek, illetve 1-2 nagyságrenddel rosszabb vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zónák jelentősen befolyásolják az áramlási rendszert. A telephely vízföldtani modellezése csak e szerkezetek figyelembevételével lehetséges.

Nagy léptékben, hosszú távú folyamatokban vizsgálva azonban az üde gránit jóval kevésbé mutatkozik heterogénnek. A telephely környéki vízföldtani modellben az üde gránitot homogén, izotróp képződményként kezelve, 1×10^{-9} m/s szivárgási tényezőt feltételezve, megfelelő módon sikerült reprodukálni a telephely távolabbi környezetének potenciálviszonyait, vízforgalmát és a vízkorokat (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). A víz-geokémiai modellben (HORVÁTH et al. 2003b) is sikerült az áramlási pálya mentén fokozatosan változó vízkémiai paramétereket egységes rendszerbe illeszteni. A térben több kilométert átölő, több száz vagy több ezer év időtartamú folyamatok szempontjából tehát az üde gránit homogén rendszerként viselkedik.

Összességében megállapíthatjuk, hogy a hasadékvizek áramlása igen lassú, így az üde gránitba helyezett tárolóból esetlegesen kiszabaduló radioaktív szennyeződés felszínre jutását erősen késlelteti, s ezzel a Bátaapáti (Üveg-hutai)-telephely földtani gátjának jelentős komponensét képezi (vö. BALLA 2004).

A felszín alatti vizek potenciáltere

A telephelyen a talajvízszint D-ről É felé 230 m-ről 190 m Bf szintig csökken. A telephely a Bátaapáti és Véménd között K–Ny-i irányban húzódó fő talajvízdombhátat a Bátaapáti és Mórág közötti lapos talajvízdombmal összekapcsoló, S alakban hajló talajvízgerinc tengelyében helyezkedik el.

A telephelyi mélyfúrásokban a potenciálszintek a mélységgel általában csökkennek, ami lefelé irányuló áramlást jelez, de a térbeli potenciálkép meglehetősen változatos. A fúrások döntő részére a több tíz métertől száz-százötven méterig terjedő hosszúságú, közel állandó potenciálú szakaszok a jellemzők, amelyeket — a torlasztó-szigetelő zónákhoz kötődő — 5-20 m-es potenciállépcsők választanak el (BALLA, MOLNÁR 2004).

A telephely környéki mélyfúrásokban (Üh-29 és Üh-30) már felfelé irányuló áramlási komponensek is megjelennek (BALLA, MOLNÁR 2004).

Az üde gránit vízvezető képességének eloszlását, valamint a benne lévő torlasztó-szigetelő zónákat és fő vízvezető szer-

kezeteket, továbbá a potenciálszintek alakulását BALLA, MOLNÁR (2004) jellemzi. Itt az alapadatokból különböző módszerekkel képzett potenciáltreket jellemezzük.

A potenciáltrekek előállítási módszere és általános jellege

Térbeli interpolációs eljárásokkal négy adatrendszerrel állítottunk elő (Ács et al. 2003): a homogén FeFlow modell potenciáltreket, interpolált potenciáltreket, különbségteret és gradiensteret.

A *homogén FeFlow modell* vízföldtani szempontból teljesen homogén gránittal számol, azaz a gránittesten belül sem jó vízvezető, sem rossz vízvezető zónákat nem vesz figyelembe. A modellben kapott értékeket csakis a vizsgált terület domborzata, valamint a területen elhelyezkedő felszíni vízfolyások, mint megcsapolási pontok határozzák meg. Ebben a modellben kizárólag regionális hatások jelentkeznek.

Az *interpolált potenciáltre* szerkesztéséhez már használtuk a fúrási potenciáladatokat is. Az interpolálásba a felszíni vízfolyások vízszintadatait is beépítettük, amelyek azonban a homogén FeFlow modell bemeneti adatai között is szerepeltek. A vizsgált térrész peremeire a homogén FeFlow modellben számított adatokat vettük fel. A potenciáltreket mindezen adatok közötti térbeli interpolálással állítottuk elő. A homogén FeFlow modellel szemben ez a potenciáltre a regionális hatásokon túl lokális hatásokat is tükröz. Az interpolálással kapott 3D potenciáltreben a jobb vízvezető képességgel rendelkező blokkok ritkább, a rossz vízvezető képességgel rendelkező blokkok viszont sűrűbb potenciálközökkel jelennek meg.

A *különbségteret* a két előző potenciáltre adataiból számoltuk. Ez a regionális hatások kiszűrésével azokat a helyeket emeli ki, ahol a térbeli potenciáltre jelentős helyi anomáliákat mutat.

A *gradienster* a térbeli interpolációval számított potenciáltre izovonalainak sűrűsödését, illetve ritkulását emeli ki. A torlasztó-szigetelő elemek maximumként, a jó vízvezető zónák viszont minimumként jelentkeznek. Így a gradienster jeleníti meg a legtisztábban a lokális hatásokat előidéző vízföldtani elemeket.

Az alábbiakban a négyféle tér elemzésével kimutatható jelenségeket összegezzük.

A potenciáltrekekből körvonalazható főbb vízföldtani elemek

A *regionális* jellegeket tükröző homogén FeFlow modellben a domborzati hatások elsősorban a +200 m Bf szinten jelentkeznek. A felszíni hatások a mélységgel csillapodnak, és a -50 m Bf szinten a homogén modell potenciáltre már meglehetősen egyenletes. A felszín alatti vizek fő áramlási iránya északi. A vizsgált terület D-i szegélyén az áramlás még meredeken lefelé irányul, az É-i peremen viszont már közel vízszintes. A talajvízdombháton mélyült telephelyi fúrások körzetéből a talajvíz nemcsak É felé, hanem oldalirányba, a völgyek felé is áramlik.

A *lokális* elemek közül legmarkánsabban a telephely legnagyobb jelentőségű, KÉK–NyDny csapású töréses övéhez (BALLA 2003; MAROS et al. 2004) köthető fő torlasztó-szigetelő zóna (BALLA, MOLNÁR 2004) jelentkezik potenciálsűrűsödésként az interpolált potenciáltreben (0 m Bf, 3. ábra), valamint nyomásmaximum és nyomásminimum határaként a különbségterben (0 m Bf). Igen nagy maximumként mutatkozik a gradiensterben, ahol a -50 m Bf szinten és feljebb az összes többi szinten gyakorlatilag változatlan formában és helyen jelentkezik (4. ábra, a), ami e torlasztó elem jelentős függőleges kiterjedésére és igen meredek településére mutat. Ez a zóna a telephelyet két részre — északi és déli részre — osztja.

Az *északi részen* az Üh–2 fúrás környezetében igen jelentős potenciálmínimum figyelhető meg, amelyet a gradiensterben É-ről — a +50 m Bf szinten és feljebb — egy ÉK–Dny-i csapású torlasztó-szigetelő zóna határol. Ez a zóna az előzővel együtt egy KÉK felé nyíló ékbe fogja a potenciálmínimumot, amely a különbségter É–D-i szelvényében is jól elkülönül.

Ezen a második töréses övön túl az Üh–23 fúrás viszonylag magasabb potenciálértékeivel erőteljesen kiemelkedik a környezetéből a különbségterben (+50 m Bf), és környezetében nagy, foltszerű maximum látható a gradiensterben (0 m Bf). Ez a maximum a szomszédos szinteken már nem rajzolódik ki.

Ez alá húzódik be az Üh–2 fúrás potenciálmínimuma, amely a mélységben az Üh–27, majd az Üh–37 fúrás felé folytatódik. A különbségter K–Ny-i szelvényében az Üh–23 fúrás felső részére jellemző, a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciálú rész a különbségter É–D-i szelvényében 0 m Bf körül hirtelen zárul le a mélység felé. A felső, magasabb potenciálú rész összeköthető az Üh–27 ugyancsak magas potenciálú szakaszával. Ezen a szinten a két fúrás közötti kis nyomásgradiens jó vízvezetésre mutat.

A *déli részen* a potenciálok markánsan magasabbak, mint a vizsgált terület átlagos potenciálja, ami arra vezethető vissza, hogy a fő torlasztó-szigetelő zóna mintegy „felduzzasztja” a tőle délre elhelyezkedő térrészek felszín alatti vizeit. A +50 m Bf szinttől szelvényben felfelé a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciálú részek egyre jobban kiterjednek D és Dny felé, s a +150 és +200 m Bf szinten a legjelentősebb potenciálmaximumok az Üh–5 és Üh–28 fúrás környékén rajzolódnak ki.

Az Üh–22 fúrás alsó részére (a 0 m Bf szintig) viszonylag magas potenciálszintek jellemzők, a pozitív anomália azonban a +50 m Bf szinten eltűnik. Az Üh–22, valamint az Üh–3 + Üh–4 fúrás között közel K–Ny-i csapásban keskeny, alacsony gradiensű, azaz vízvezető öv húzódik.

Az Üh–28 fúrás felső részére a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciál jellemző, s ez a különbségter K–Ny-i szelvényében a mélység felé hirtelen zárul. A gradiensterben a fúrástól Ny-ra, közel É–D-i csapású és K-i dőlésű torlasztó-szigetelő zóna figyelhető meg a +50 m Bf szinten és felette.

Az Üh–5 fúrás felső részén észlelhető a különbségter É–D-i szelvényének legnagyobb potenciálmaximuma,

amely a mélység felé hirtelen zárul. A gradienstérben a fúrástól É-ra húzódó, közel K–Ny-i csapású, D felé dőlő, a fúrást az 50–100 m Bf szinttájton harántoló torlasztó-szigetelő elem ismerhető fel.

Az Üh–5 és Üh–26 fúrás között kis potenciálgradiens mutatkozik a 0 m Bf szinten, ami jó vízvezetést jelezhet.

A továbbiakban megvizsgáljuk, hogy mit állapíthatunk meg a körvonalazott vízföldtani elemek településéről és geometriájáról.

A körvonalazott vízföldtani elemek települése és geometriája

Vízföldtani elemeket a lokális hatásokat tükröző interpolált potenciáltérben, valamint az abból képzett különbség- és gradienstérben mutattunk ki. Ezek a terek közvetlenül mérési adatokra a fúrások tengelye és a felszíni vízfolyások nyomvonala mentén támaszkodnak. A felszíni vízfolyások adatai azonban beépültek a regionális térbe is, ezért lokális többletinformációt nem szolgáltatnak. Így a lokális többletinformáció kizárólag fúrási adatokból ered.

A potenciáltérnek és deriváltjainak képe tehát nagyban függ a fúrások elrendeződésétől. A rajzolat megbízhatóbb ott, ahol a fúrások viszonylag közel vannak egymáshoz, és térképen szóródnak (Üh–2, Üh–25, Üh–22, Üh–3 és Üh–4), kevésbé megbízható mindazon fúrások környezetében, amelyek csak vonal mentén helyezkednek el (Üh–23, Üh–27 és Üh–37; Üh–3 és Üh–28; Üh–5 és Üh–26). A szerkesztési módból (l. följebb) következően a fúrási vonalaktól távolodva a kép egyre inkább belesimul a regionális képbe, azaz fokozatosan eltűnik benne a lokális elemek hatása.

További problémát jelent az interpolálás menete, amely azt eredményezi, hogy a 3D potenciálterek függőleges — két esetben meredek (60° alatt dőlő) — vonalak (fúrástengelyek) mentén mérési adatsorokra, vízszintes és dőlt irányokban viszont interpolálási eredményekre épülnek. Annak ismeretében, hogy a fúrásokban megismert földtani-szerkezeti elemek döntően meredek településűek, azt várhatnánk, hogy a valóságos potenciálterek változékonysága vízszintes és ahhoz közeli irányokban sokkal nagyobb, mint függőleges vagy meredek vonalak mentén. Ezt magukban a potenciálterekben is jól látjuk ott, ahol a fúrások elég közel vannak egymáshoz, nevezetesen az Üh–2 fúrás körzetében. Az innen kifelé eső területeken azonban, ahol a fúrások egymástól való távolsága összemérhető a fúrásokban feltárt telített zóna vastagságával, a potenciálterek képe ezzel ellentétes jelleget mutat, így a lokális elemek már a fúrások közé zárt szakaszokon is veszítenek megbízhatóságukból.

A potenciálterekben körvonalazott vízföldtani elemek települését és geometriáját azonban kétségkívül a vázolt körülmények ismeretében kell megítélnünk.

A fő torlasztó-szigetelő zóna szelvénybeli meredek települése és kb. KÉK–NyDNY-i csapása a fúrások adott elrendeződésénél megnyugtatóan körvonalazódik. Csapás menti kiterjedése az interpolált potenciáltérben korláto-

zottnak tűnik, azonban nem világos, mennyire független ez a jelenség a fúrások elrendeződésétől.

A potenciálvonalak sűrűsödése az Üh–23 fúrás szelvényében, valamint a regionális térhez viszonyítva magasabb potenciálú részek hirtelen lezárulása a mélység felé a különbségtér szelvényeiben az Üh–27, Üh–28 és Üh–5 fúrásnál azt a benyomást kelti, hogy mindez viszonylag lapos dőlésű szerkezeteknek a potenciáltérre gyakorolt hatását tükrözi. Annak következtében azonban, hogy mindezen esetekben nincsenek fúrások a szelvényvonalon kívül, könnyen előfordulhat, hogy a hirtelen változást olyan, meredek dőlésű elem okozza, amelyet ezen az egy ponton harántoltunk, de a hozzá tartozó anomália alakját és laterális kiterjedését az interpolálás menete (távoli, regionális adatok hatása) eltorzítja. Magában a potenciáltérben mind az Üh–28, mind az Üh–5 fúrásnál olyan, meredek dőlésű torlasztó-szigetelő zónát lehet feltételezni (l. följebb), amely a kérdéses hatást létrehozhatja.

Az egyetlen, szelvényben több fúrásnál lapos dőlésűnek látszó anomália (Üh–2, Üh–23, Üh–27 és Üh–37) az adott elrendeződésben úgy is értelmezhető, hogy olyan elem (vagy elemek) hatását tükrözi, amely (vagy amelyek) közel párhuzamos(ak) a fúrások vonalával, és oldalról fut(nak) be az e vonal mentén szerkesztett szelvénybe.

Az Üh–27 és Üh–37 fúrás körzetében a potenciálterek vízszintes metszetei alapján úgy tűnik, hogy a két fúrást ÉÉNY–DDK-i csapású vízvezető zóna köti össze. A földtani-szerkezeti adatok alapján a meredek dőlést kellene előnyben részesítenünk, azonban gyanakvásra ad okot az a körülmény, hogy a szerkezeti szempontból véletlenszerűen telepített két fúrás egyazon anomália tengelyébe esik. Emellett az ugyanezen körzet jellegeinek más szempontból történő értelmezése (l. följebb) lapos dőlésű vízföldtani elemet körvonalazna.

A gradienstér függőleges metszetei (4. ábra) közül az É–D-iben közel függőleges, a K–Ny-i-akban közel vízszintes anomáliák mutatkoznak. Ez a kép úgy értelmezhető, hogy az anomáliákat kiváltó potenciálugrások zömmel közel K–Ny-i szerkezetekhez kötődnek, amelyeket az É–D-i szelvény kb. merőlegesen harántol, s amelyek a K–Ny-i szelvényekbe oldalról, dőlés mentén futnak be. A vízföldtani elemek zöme tehát a földtani szerkezetekhez hasonlóan meredek dőlésű és közel K–Ny-i csapású, bár a konkrét elemek települését illetően a fúrásoknak ebből a szempontból többnyire kedvezőtlen elrendeződéséből következően többnyire csak munkahipotéziseket lehet felállítani.

A felszín alatti vizek közvetlen kapcsolatai

A felszín alatti vizek közvetlen kapcsolatait aktív és passzív mérések alapján, a potenciáltér elemzésével kimutatott vízföldtani elemekkel kapcsolatot keresve mutatjuk be. Aktív mérések alatt az interferenciás kútvizsgálatokat értjük. Passzív méréseknek tekintjük az Üh–2, Üh–3, Üh–4,

Üh-5, Üh-22 és Üh-23 fúrásba beépített monitoringrendszer működését, amelynek során regisztráltuk a 2002. évi fúrások mélyítésének és kútvizsgálatának hatását.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely szűkebb környezetében a feltételezett hidraulikai kapcsolatokat az Amtec Engineering Inc. által kifejlesztett TecPlot 10 szoftverrel térben jelenítettük meg (BENEDEK et al. 2003). A vizsgált terület-rész mind az aktív (5. ábra), mind a passzív (6. ábra) adatokból képezett térben három nagyobb egységre bontható. Az É-i és a középső egység határa a fő torlasztó-szigetelő zóna (l. följebb). Az É-i egységbe az Üh-27, Üh-37, Üh-23 és Üh-2 fúrás, a középsőbe az Üh-22 fúrás alsó szakasza, valamint az Üh-28, Üh-3 és Üh-4 fúrás tartozik. Az Üh-25 és Üh-36 ferdefúrás az északi egységből indult, és a zónát áttűtve a középső egységbe jutott át. Mind az É-i, mind a középső egységen belül a nevezett fúrások közötti lehetséges kapcsolatok már a potenciáalterek elemzéséből kitűntek (l. följebb).

Az É-i egység nem tekinthető homogénnek. Az Üh-23 és az Üh-27 fúrás felső szakasza semmilyen jelre nem reagált, s a passzív adatokban az Üh-2 fúrás felső része az Üh-25, alsó része pedig az Üh-27 fúrással mutatott kapcsolatot.

A középső és D-i egység határát a potenciáalterekben nem sikerült körvonaloznunk. Lehetséges, hogy egy ugyancsak közel K-Ny-i lefutású, meredek dőlésű torlasztó-szigetelő zónára esik, mint a középső és É-i egység határa, amely azonban a jóval ritkább fúrási hálón „átesett”. A D-i egységbe az Üh-26 és Üh-5 fúrás tartozik, amelyek mélységi vizei a potenciáltérből ítélve kapcsolatban állhatnak egymással (l. följebb).

Transzportmodellezés

A fentiekben említett vízföldtani elemeket a telephelyi modellekben a modellháléhoz igazított térbeli testek formájában jelenítettük meg (HORVÁTH et al. 2003a; MEZŐ, MOLNÁR 2003). A modellek kalibrációja során az üde gránit szivárgási tényezőjét e térbeli testeken belül lokálisan változtattuk oly módon, hogy a mélyfúrások potenciálszervényére minél jobban illeszkedő értékeket kapjunk. Az átlagosnál rosszabb vízvezető képességű torlasztó elemek, illetve az átlagosnál jobb vízvezető képességű zónák alkalmazásával a fúrások potenciálszervényét megfelelően sikerült leképezni.

A kalibráció eredményeként kapott modellváltozat segítségével transzportmodell-számításokat végeztünk. Aadvatív transzportmodellezéssel határoztuk meg a telephely területéről, 0 m Bf szintről indított vízrészecskék felszínre érkezési idejét és helyét (7. ábra). A tároló térségéből indított áramvonalak a Hutai-völgynek a Hosszú-völgy torkolatától Bátaapátiig, illetve a Mórággyi-víz völgyének a Henrik-forrástól Mórággyig tartó szakaszán érik el a felszínre. A felszínre érkezési idő a közelebbi megcsapolási pontok esetében 800-tól 5000 évig terjed. A távolabbi megcsapolási területekig 20 000–50 000 év alatt érnek el a vízrészecskék. Mindez igazolja a telephely vízföldtani alkalmasságát.

A telephely közvetlen környezetére elérési-idő-térképet szerkesztettünk (8. ábra). Tízezer évet meghaladó felszínre érkezési idők adódtak a terület ÉK-i, középső és DK-i részén. Közülük csak az utóbbi van fúrásokkal megkutatva. Viszonylag rövid, 600 évnél rövidebb elérési időt eredményeztek az Üh-2 és Üh-36 fúrásokon keresztül ÉK, az Éva-völgye, valamint az Üh-28 fúrástól NyDNy felé tartó, a Mészkenyence-völgygel kapcsolatot teremtő, jó vízvezető képességű elemek. A telephely fúrásokkal még nem vizsgált részein a térképet jelentősen módosíthatják az eddig megismertekhez hasonló, viszonylag rövid elérési idejű áramlási pályákat eredményező jó vízvezető szerkezetek vagy az újabb torlasztó-szigetelő zónák.

Az Üh-37 fúrástól Ny-ra, az Üh-23 fúrástól ÉNy-ra és az Üh-3 fúrástól Ny-ra a 0 m Bf szinten felvett, 100×100 m kiterjedésű feltételezett tárolóhelyszín esetében advatív-diszperzív transzportmodellel vizsgáltuk meg, hogyan változik a tárolótól induló konzervatív, illetve lebomló szennyezőanyag koncentrációja térben és időben (MEZŐ, MOLNÁR 2003). Azt tapasztaltuk, hogy a konzervatív szennyezőanyag 3000 év alatt a jó vízvezető zónák mentén jelentős távolságra eljut, ugyanakkor jelentős mértékben fel is hígul. A 20 éves felezési idejű, lebomló szennyeződés esetében azt állapíthatjuk meg, hogy a szennyeződés már a forrás közeléből sem képes nagyobb távolságra eljutni, szinte helyben elbomlik. 600 év elteltével már sehol sem lehetett kimutatni a számítási hibahatár (kb. 0,001%) nagyságrendjénél magasabb koncentrációkat. A felszíni vizekbe egyik szennyezőforrás esetén sem kerül a kiinduló koncentráció 0,01%-ánál magasabb koncentrációjú szennyeződés. Különösen erős a hígulás a völgyek alatti feláramlási övben, a gránit mállott zónájában.

Összefoglalás

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen nagy volumenű, sokrétű vízföldtani kutatást folytattunk le. Mindennek eredményeképpen tisztáztuk a vízháztartás főbb vonásait. Kitént, hogy a leendő létesítményt magában foglaló gránittestbe a beszivárgott víz 5-6%-a és a lehullott csapadék 0,2%-a jut. Ennek a biztonság szempontjából két fontos következménye van: a beszivárgó víz nagy része oldalirányban mozog, s ez gátolja a csapadékvíz lejutását a tárolóba; emellett ez a nagymennyiségű, felszínközeli maradt víz felhígítja a tároló felől érkező, esetlegesen radioaktív szennyezést hordozó vizet. A rendszer kevésbé érzékeny a csapadék és a beszivárgás ingadozásaira, vagyis stabilitása igen nagy.

A tárolót befogadó gránittest hasadékos víztartó képződmény, kis, átlagosan 3×10^{-9} m/s szivárgási tényezővel. Az áramlás amúgy is kis sebességét rossz vízvezető képességű torlasztó-szigetelő zónák csökkentik tovább.

A potenciáalter elemzésével kimutattuk, hogy a telephely két fő egységre tagolható, amelyeket egy közel K-Ny-i csapású, meredek dőlésű töréses övhöz kapcsolódóan a fő torlasztó-szigetelő zóna választ el egymástól. Valószínűnek látszik, hogy a fontosabb vízföldtani elemek nagyrészt hasonló lefutásúak, és

ugyanígy meredek dőlésűek, azonban a fúrési háló nem elég sűrű ahhoz, hogy az egyes elemek helyzetét és települését konkretizáljuk. Mindkét egység felépítése heterogén, s ennek alapján tovább tagolható.

Az interferenciás kútvizsgálattal, továbbá a fúrési és kútvizsgálati tevékenység alatt üzemelő monitoringgal kimutatott vízáramlási kapcsolatok jól illeszkednek a potenciáltérbe.

Áramlási modellezéssel megállapítottuk, hogy az esetleges radioaktív szennyezést szállító mélységi vizek nagy-

részt több ezer vagy több tízezer év alatt érnek felszínközelbe, s csak ÉK és NyDNY felé figyelhetők meg viszonylag rövid (600 évnél kevesebb) idejű áramlási pályák. Transzportmodellezéssel arra a következtetésre jutottunk, hogy 20 éves felezési idejű radioelemek már a forrás (a tároló) közeléből sem jutnak ki, s szinte helyben elbomlanak.

A Bátaapáti (Üveghutai)-telephely vízáramlási rendszere tehát kielégíti a földtani alkalmasság követelményeit.