

Geochronology of Mórággy Granite: Results of U–Pb, Rb–Sr, K–Ar, and ^{40}Ar – ^{39}Ar isotope study

KONSTANTINE SHATAGIN¹, IGOR CHERNYSHEV¹ and ZOLTÁN BALLA²
with a postscript by KÁROLY BREZSNYÁNSZKY²

¹Laboratory for isotope geochemistry and geochronology, IGEM RAS, 35, Staromonetny per., Moscow, 119017, Russia

²Geological Institute of Hungary, MÁFI, Stefánia út 14., Budapest, H–1143, Hungary

Keywords: absolute age, deformation, granites, Hungary, magmatism, metamorphism, South-eastern Transdanubia, Üveghuta, zircon

Abstract

The complex history of formation and later metamorphism of the Mórággy Granite has been studied by U–Pb, Rb–Sr, K–Ar, and ^{40}Ar – ^{39}Ar methods. The time of crystallisation 405 ± 4 Ma was determined by U–Pb dating of one perfectly concordant zircon fraction. The results on other separated zircon fractions imply later radiogenic Pb loss (caused by later metamorphism and exhumation of the granite) and the presence of some inherited components. As it follows from ^{40}Ar – ^{39}Ar data, K–Ar system in hornblendes was disturbed with the exception of one sample that gave plateau age 392.3 ± 1.4 Ma. The difference between the U–Pb zircon and the ^{40}Ar – ^{39}Ar plateau ages is interpreted as a result of slow cooling of the Mórággy Granite. K–Ar and Rb–Sr dating of biotites gave precise ages in a very narrow range of 318–320 Ma. Quite similar age 321 ± 22 Ma was obtained by Rb–Sr isochron dating of small whole-rock samples of mylonites. These results are interpreted as pointing to the time of deformation and associated metamorphism of the Mórággy Granite.

A review of the radiometric age determinations on the Mórággy Granite

The geochronological study of the Mórággy Granite (Figure 1) has been carried out for the last four decades. The results obtained are mostly K–Ar, Rb–Sr and Pb–Pb data on the rock-forming minerals (biotite, amphibole, potassium feldspar) and whole-rock samples. There are several U–Pb and Pb–Pb age determinations on zircons, some fission-track (FT) data are also available.

OVCHINNIKOV et al. (1965) presented first radiometric data for the Mórággy Granite, they studied by K–Ar method biotite (1 sample), potassium feldspar megacrysts (1 sample) and whole-rock (1 sample) samples from the quarries at the village of Kismórággy. The results were scattered between 325 Ma (biotite) and 280 Ma (potassium feldspar megacrysts and whole-rock samples). The formation age of the granite was determined as around 325 Ma.

KOVÁCH et al. (1968) determined Rb–Sr ages for various granites and for an aplite dyke in a wide area of Western, Central and Eastern Mecsek Mountains (Nyugotszent-erzsébet, Dinnyeberki, Pécs, Fazekasboda, Erdősmecke,

Kismórággy): 278 and 284 Ma isochron ages from biotite and 442 and 1150 Ma isochron ages from whole-rock samples. The biotite ages were interpreted in terms of a late magmatic-tectonic event which was provoked by the intrusion of the aplite dykes. The older of the whole-rock ages was explained by the origin of the magma from Pre-Cambrian rocks whereas the younger was regarded to be a mixed age.

ÁRVA-SÓS and BALOGH (1979) determined K–Ar ages in the range of 329–349 Ma for biotite separated from the granites from the Mórággy and Erdősmecke quarries. Biotite from an aplite dyke showed an age of 311 Ma. These Middle Carboniferous ages were related to the uplift (cooling) of the area.

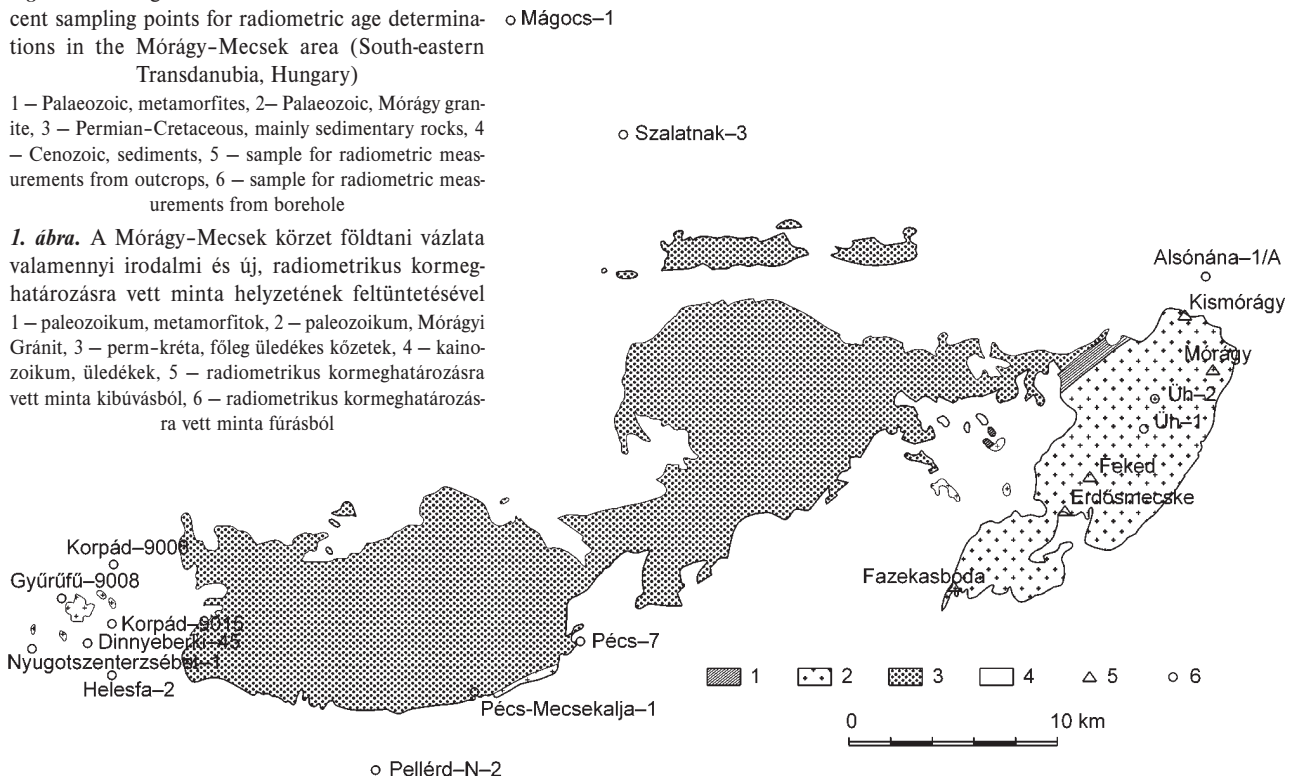
SVINGOR and KOVÁCH (1981) published a large set of Rb–Sr data both on surface exposure and borehole samples collected from a wide area. The dominant part of these ages fell into the interval of 290–370 Ma. The results can be subdivided into three groups:

(1) Whole-rock ages of the granitoid rocks (granodiorite–syenite) are scattered within a wide interval of 279–479 Ma. Limiting isochrons that frame the data point cluster gave 403 and 273 Ma. The younger of them was related to

Figure 1. Geological sketch with all historical and recent sampling points for radiometric age determinations in the Mórág-Mecsek area (South-eastern Transdanubia, Hungary)

1 – Palaeozoic, metamorfites, 2 – Palaeozoic, Mórág granite, 3 – Permian-Cretaceous, mainly sedimentary rocks, 4 – Cenozoic, sediments, 5 – sample for radiometric measurements from outcrops, 6 – sample for radiometric measurements from borehole

1. ábra. A Mórág-Mecsek körzet földtani vázlata valamennyi irodalmi és új, radiometrikus kormeghatározásra vett minta helyzetének feltüntetésével 1 – paleozoikum, metamorfitok, 2 – paleozoikum, Mórági Gránit, 3 – perm-kréta, főleg üledékes kőzetek, 4 – kainozoikum, üledékek, 5 – radiometrikus kormeghatározásra vett minta kibúvásból, 6 – radiometrikus kormeghatározásra vett minta fúrásból



the last (retrograde) metamorphic event, whereas the older, to the beginning of the magmatism. Three of the nine ages for the Erdősmecske–Mórág granite (479 ± 117 , 388 ± 164 and 365 ± 153 Ma) displayed too big analytical error, the age of the rest 6 samples varied between 295–361 Ma. In the data distribution there was a gap between 332 and 356 Ma. This may point to the existence of two age populations (see below).

(2) Whole-rock ages of the leucocratic dykes (Erdősmecske Quarry, Boreholes Nyugotszenterzsébet-2, Pellérd-N-2, Pellérd-N-4, Helesfa-2) fell into the interval of 252–354 Ma. The limiting isochrons resulted in 349 and 266 Ma. The age of 3 aplites from Erdősmecske was also 309–354 Ma such as that of the country granites (2 of them is below and 1 above the age gap around 340–350 Ma).

(3) Biotite from the Erdősmecske Quarry (3 samples) displayed ages between 325–365 Ma in agreement with K–Ar biotite ages by ÁRVA-SÓS and BALOGH (1979). These data approximately correspond to the Rb–Ar ages of the whole-rock samples of the Erdősmecske–Mórág granites (2 above and 1 below the age gap around 340–350 Ma).

SVINGOR and KOVÁCH (1981) concluded from the interpretation of the above data that the Mórág Granite formed by granitisation in the following three steps: (1) the oldest igneous event occurred about 430–400 Ma ago; (2) the main phase of the granitisation accompanied by intense metasomatism and leucocratic dyke formation took place around 335 Ma; (3) tectonic activity which took place 285–237 Ma ago resulted in local re-crystallisation and aplite generation in some blocks.

BALOGH et al. (1983) reported K–Ar ages between 318 and 352 Ma (mean: 334 ± 11 Ma) on biotite separated from the granite samples from the Mórág and Erdősmecske quarries. These are in agreement with the earlier (ÁRVA-SÓS, BALOGH 1979) biotite K–Ar ages. These ages were related to the uplift after the granitisation.

BALOGH et al. (1983) published also the first U–Pb radiometric ages (365 ± 8 Ma) using zircon and titanite (Mórág Quarry) which was interpreted as the age of the magmatic crystallisation.

BUDA (1985) described Rb–Sr ages (determined in Pisa, Italy) of 306 ± 5 and 310 ± 5 Ma of biotite of the granite from the Mórág and Kismórág quarries. These are somewhat younger than biotite ages, mentioned above, which was explained by later processes. For microcline (Erdősmecske), a K–Ar age of 288–298 Ma was determined which was related to the low closure temperature of this mineral.

DUNKL (1990) performed fission-track (FT) analysis on zircon, titanite and apatite which gave information about the late thermal history of the granite body. The FT data for zircon and titanite are “old” (250–215 Ma), indicating the lack of Alpine metamorphism related to the Cretaceous orogeny. Apatite having much lower closure temperature displays younger ages (84–48 Ma), implying a weak thermal influence during the Alpine orogeny and/or Cretaceous alkaline basalt magmatism.

BUDA (1998) reported new age data in connection with the exploration at Üveghuta with no interpretation. Biotite separated from monzonitic rocks of Borehole Úh-1 dis-

played K–Ar ages of 330.5 and 318.8±12 Ma which are consistent with the earlier data.

KLÖTZLI et al. (1999) and BUDA et al. (1999) published U–Pb ages measured on individual zircon crystals from the granite samples from the Mórógy and Erdősmecke quarries. They supposed a two-stage magmatic evolution (elongated, prismatic zircons: 377±5 Ma, tabular zircons: 363±13 Ma). Much older ages (619±18 Ma) were related to the zircon crystals inherited from the Cadomian crustal fragments.

BUDA (1999) and BUDA et al. (1999) regarded the Pb–Pb model ages (375–350 and 350–300 Ma) to be proofs of the two-stage model of the magmatic evolution mentioned above.

CHERNYSHEV et al. (2002) first conducted a complex — K–Ar mineral and Rb–Sr mineral and whole-rock — study with a conclusion that the 317–319 Ma ages reflect a subsequent — most probably metamorphic — event. The data are included into the database of following chapters of this contribution, that is why they are not discussed here in more details.

KLÖTZLI et al. (2004) published new Pb–Pb and U–Pb–Th (SHRIMP) ages determined on individual zircon crystals (elongated, prismatic zircons: 354±5 Ma, tabular zircons: 339±10 Ma). Zircons originated from the granite samples of the Mórógy and Erdősmecke quarries. The older age was interpreted in terms of an early phase of the magmatic crystallisation whereas the younger age may represent emplacement (intrusion) of the granitoid magma. The very old ages (~500, ~620, 1150–1200 Ma) of some zircon grains can be related to the presence of an inherited component originated from earlier crustal fragments.

It can be concluded, that the following age intervals can be distinguished:

— 252 Ma and older for leucocratic dykes; no interpretation available (Rb–Sr method in Hungary is not free of problems).

— 273–298 Ma for granites; the only interpretation was given by KOVÁCH, SVINGOR (1981) in terms of latest (retrograde) metamorphism (but, again, Rb–Sr method in Hungary is not free of problems).

— 300–377 Ma for granites with various “centres” of the data; interpretations are of two kinds:

— magmatic event, from the “formation” (melting?) of granite, through beginning of the crystallisation and magmatic crystallisation up to the cooling; in the frame of this concept two igneous phases are delineated with a boundary between them around 350 Ma;

— metamorphic event.

— >500 (up to 1200) Ma: inherited from old crustal fragments.

The idea of the metamorphic origin of the ages between 316–326 Ma is the most consistent with the recent detailed geological and tectonic observations (BALLA et al. 2004; Maros et al. 2004). That is why in the Laboratory for isotope geochemistry and geochronology of IREM RAS (Institute of Ore Deposits, Petrography,

Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences) which put forward this conclusion (CHERNYSHOV et al. 2002) new radiometric analyses were performed. The results of these analyses are presented and discussed below.

Analytical approach

General approach to dating multiple events

The dating multiple events acted upon a rock is usually targeted on two goals. One is the determination of primary age of the rock; for this purpose it is useful to apply some isotope method that is proved to be reliable in distinguishing between the open and closed behaviour of an isotope system in use. The other goal is the studying of secondary ages; this approach is based on differences in the stability of different isotope systems at some conditions, and commonly utilizes several isotope methods at a time.

It was decided to study several minerals for the purpose of the detailed timing Mórógy Granite. Zircon with its U–Pb isotope system was selected as the mineral most capable of giving the time of magmatic crystallisation (RODDICK and BEVIER 1995; MCCLELLAND and MATTINSON 1996; CONNELLY 2000; SCHMITZ and BOWRING 2001). Hornblende was chosen as the mineral with K–Ar isotope system, which could be checked for integrity when studied by ⁴⁰Ar–³⁹Ar step-heating method (MCDUGALL and HARRISON 1988). Biotite was selected as the mineral, whose K–Ar and Rb–Sr isotope systems might be reset by a superimposed process rather easily (VILLA 1998; GILETTI 1991) giving the time of the later event. Also, whole-rock samples of granites were studied following the classical approach of Rb–Sr isochron dating of granitic magmatism (FAURE 1986).

Isotope methods

K–Ar and ⁴⁰Ar–³⁹Ar methods

Potassium content was determined by flame photometry after acid digestion of mineral fractions. Argon extraction and its isotope composition measurement were performed on a modified MI–1201–IG mass-spectrometer connected on line with low-blank argon extraction system. Radiogenic ⁴⁰Ar content was determined by isotope dilution technique with ³⁸Ar monoisotope as a spike.

⁴⁰Ar–³⁹Ar study was performed at the Trofimuk United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Russian Academy of Sciences (RAS) Siberian Branch, Novosibirsk, Russia. The hornblende samples along with monitors were irradiated by fast neutrons. Argon extraction was carried out by step-heating method up to the 1200 °C temperature. Isotope composition of the extracted argon was measured on the Micromass VG–5400 mass spectrometer in a static mode (BRAGIN et al. 1999).

Rb–Sr method

All the samples were spiked by ^{84}Sr – ^{85}Rb -enriched tracer prior to digestion. Whole-rock sample powders were digested in Milestone® Ethos Plus microwave oven in a mixture of concentrated HF (3 ml) and HNO_3 (3 ml). Teflon TFM 100 ml vessels and Milestone® 1000/10 rotor were used for this purpose. Prior to microwave digestion the samples were boiled in HNO_3 to dissolve sulfides. Microwave digestion was carried out at 220 °C for 20 minutes, no residue was visible after the operation.

Mineral fractions (with the exception of apatite) were digested in HF– HNO_3 mixture at atmospheric pressure in Teflon vessels on a hot plate at 110 °C overnight. Apatite was digested in concentrated HNO_3 in Teflon vessels under the same conditions. After evaporation of the solutions, samples were dissolved in concentrated HCl and evaporated again. Next they were dissolved in 2.45N HCl eluent and loaded to chromatographic columns for Rb and Sr separation. The columns were filled with 3.5 ml of Dowex 50×8 cation-exchange resin.

Measurements of Rb and Sr isotope compositions were carried out on a Micromass® Sector 54 seven-collector mass spectrometer. Rubidium was loaded to an outer Ta-filament of a triple-filament assembly and measured by static multi-collector method. Strontium, along with 1 µl of 10% H_3PO_4 solution, was loaded to a Ta-filament of a single-filament assembly and measured by a static multicollector method. Strontium data are fractionation corrected to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$. During two periods of the study (May, 2002 and February–March, 2004) SRM–987 standard $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value was 0.71016 and 0.71028, respectively. The presented data are normalised to the accepted SRM–987 value of 0.71025.

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio as well as Rb and Sr contents were determined by isotope dilution method. Uncertainty of the $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratio was calculated from analytical errors of the measured $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ and $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and mostly depends on the first value (KOSTITSIN and ZHURAVLEV 1987).

U–Pb method

Chemical dissolution of zircon was carried out in concentrated HF. The mixture of the mineral and the acid was kept in PTFE bombs at 205–210 °C for several days. The resulting solution was split into two aliquots; one was spiked by ^{208}Pb – ^{235}U isotope tracer for determination of uranium and lead concentrations, the other one was treated unspiked for determination of lead isotope composition. After evaporation of the solutions and conversion to an appropriate chemical form, U and Pb were extracted on microcolumns filled with BioRad AG1×8, 200–400 mesh anion exchange resin. Blank level for Pb was less than 80 pg, for U, less than 20 pg.

Measurement of isotope ratios was carried out on thermal ionisation multicollector mass spectrometer Finnigan MAT–262 in Geological Institute, RAS Cola Science Centre, Apatity, Russia. Quality of the measurement was controlled by repetitive analyses of SRM–982 standard of lead isotope composition and U500 standard of uranium isotope composition, both standards are from the National

Institute of Standards and Technology (NIST), USA. Mass discrimination during Pb and U measurements was $0.12\pm 0.04\%$ and $0.23\pm 0.04\%$ per atomic mass unit, respectively.

Analyses of common lead isotope composition were carried out for correcting zircon U–Pb data for the common lead. The isotope composition was measured with an accuracy of $\pm 0.03\%$ for all the isotope ratios (^{206}Pb – ^{204}Pb , ^{207}Pb – ^{204}Pb , and ^{208}Pb – ^{204}Pb) on a MC–ICP mass spectrometer Neptune (ThermoFinnigan, Germany). Very high precision of Pb-isotope data was achieved due to the mass discrimination correction to ^{205}Tl – $^{203}\text{Tl}=2.3889$. Chemical separation of Pb was done after chemical digestion of feldspars in a mixture of concentrated HF and HNO_3 . Quality of common lead isotope composition data was controlled by regular measurement of SRM–981 standard of lead isotope composition (NIST, USA).

Age calculations and diagram plotting were performed in an Isoplot/EX program by LUDWIG (1991), the calculations basically follow an algorithm invented by YORK (1969). All analytical errors are expressed as 2σ of the mean value except those associated with K–Ar data.

Samples

For the purpose of dating Mórágý Granite, 23 samples of granitoids were collected from drill cores. Ten samples represent granodiorites, five samples – monzodiorites, and the rest of the collection are mylonites and one aplite. Monzodiorites differ from granodiorites not only in lower quartz and higher amphibole contents but also in optical properties (pleochroism and absorption) of the rock-forming biotite. Most rocks are gneissic, re-crystallised, partially mylonitised and bear evidence of low-temperature alteration. Only few samples have retained magmatic texture and massive structure. Other rocks have gneissic, lenslike-banded structure and composite texture combining magmatic and metamorphic (blastic and cataclastic) fabrics. In all those samples, crystals of magmatic minerals are deformed, partially or completely granulated, cataclased, and re-crystallised. Potassium feldspar and plagioclase occur individually while quartz aggregates and biotite flakes form nearly monomineral subparallel lenses and bands. The gneissic and lenslike-banded textures are emphasised by the presence of fine-grained zones and bands of the same orientation which were formed during mylonitisation and subsequent blastesis, metasomatism, and hydrothermal alteration. The newly formed metamorphic minerals (epidote, secondary biotite, occasionally sericite) compose a significant part of these zones.

Three different sizes of samples were used in the study. Most of the samples were medium-weight, some 0.5–1.5 kg; several samples has been taken as relatively large, 5–10 kg pieces of core. Mylonites and aplites were sampled as very small chips of rock, less than 25–50 g cut out from cores.

Each sample was crushed in a steel mortar to <1 mm particle size. On the next step, large- and medium-weight samples were split, and 1/8 to 1/32 fractions as well as the whole small samples were then grinded to a fine powder in a disk mill. The bigger splits of large- and medium-weight samples were sieved and separated to mineral fractions by standard electromagnetic separation and heavy-liquid technique. Each mineral fraction was then thoroughly hand-picked under a binocular microscope. During the hand-picking zircon fractions were separated to morphological types on the basis of grain shape, colour, and transparency.

For the Rb–Sr and K–Ar study three biotite fractions from samples Üh–22A, Üh–22B, and Üh–2A were selected. Only large dark brown grains were picked up to avoid contamination of primary biotite by chlorite and secondary biotite which is finer grained. The sample Üh–22A, and its biotite, represents least altered Mórógy granitoid variety, whereas Üh–22B and Üh–2A – more altered one. Biotites from least and more altered rocks differ in a degree of deformation which is not clearly seen under binocular microscope, but is easily recognised when checked in thin sections.

Hornblende fractions for ⁴⁰Ar–³⁹Ar analyses were separated from large samples Üh–18, Üh–23, Üh–27, and Üh–31A. The samples differ one from another in a degree of secondary alteration of hornblende, and Üh–23 is the least altered variety in this respect. The more altered hornblendes are partially re-crystallised and replaced by secondary chlorite. The least altered hornblende is also partially replaced by chlorite, however it is not deformed and re-crystallised.

Zircons for U–Pb isotope study were separated from large samples. Two morphological varieties are mostly presented: long prismatic and short prismatic, the latter are in some cases isometric, with equally developed prism and pyramid facets. Intermediate varieties are also presented. Mineral and fluid inclusions are abundant in all types of zircon. Despite their forms, all the grains poses signs of superimposed processes — they are fractured, full of fluid inclusions along the cracks, and sometimes contain clusters of confusedly oriented inclusions which cut through growing zones. However, grains of all the morphologic types has very good faceting and do not bear signs of re-sorption. Internal optical heterogeneity is most likely a primary magmatic growing zonation.

Analytical results

Results of the K–Ar dating of minerals are presented in Table 1. Isotope ages of three biotites appear to be the same within analytical errors. The age of potassium feldspar is clearly younger than that of the biotites.

Step-heating ⁴⁰Ar–³⁹Ar study of hornblende samples (Table 2) has revealed complex distribution of ages obtained for different gas fractions. Hornblende Üh–18 is characterised by a smooth “down-ladder” structure of age spectrum (Figure 2, a). Sample Üh–27, unlike the former,

Table 1. K–Ar isotope dating data for minerals from Mórógy granitoids

Sample	Depth (m)	Mineral	K, wt.%±1σ	⁴⁰ Ar _{rad.} , ng/g±1σ	T, Ma±1σ
Üh–22A	395.1–395.3	biotite	7.19±0.06	178.4±1.4	326±4
		K-feldspar	11.26±0.09	243.5±2.0	288±4
Üh–22B	465.7–466.0	biotite	7.17±0.06	171.8±1.4	316±4
Üh–2A	157.4–157.7	biotite	7.16±0.06	172.5±1.4	318±4

has age spectrum that is more like “up-ladder” (Figure 2, c), although it also has a fraction of high-temperature gas with rather young age. Age spectrum of Üh–31A hornblende is very similar to a “U-shape” with surprisingly old (over 2400 Ma) last high-temperature step (Figure 2, d). The only sample with long enough (over 80% of the ³⁹Ar extracted) flat part of the age spectrum (plateau) is Üh–23 (Figure 2, b); its plateau age is 392.3±1.4 Ma.

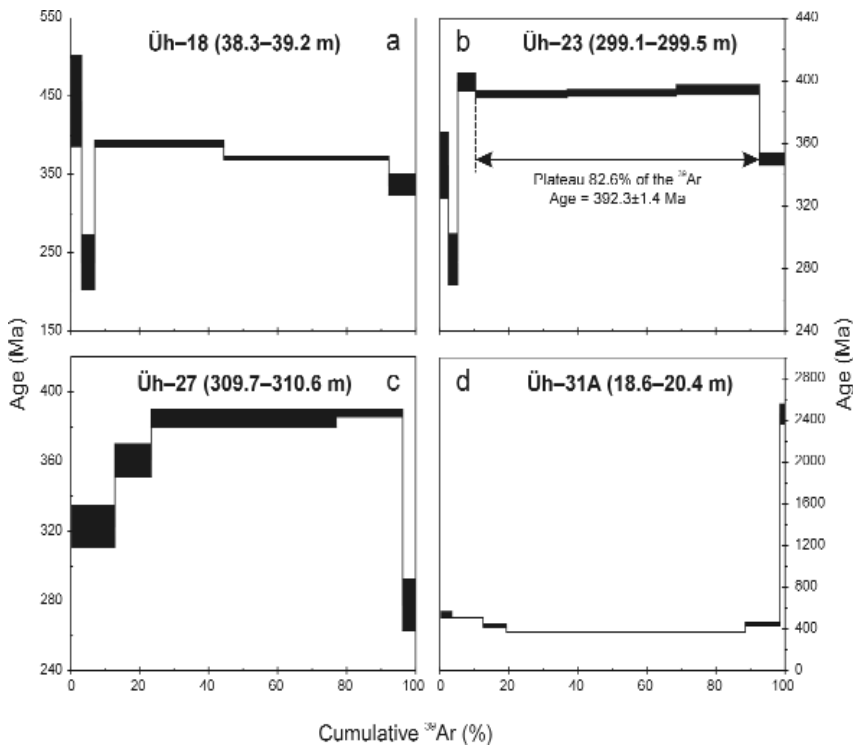
Mineral Rb–Sr isotope data for samples Üh–22A and Üh–22B are presented in Table 3. Both mineral isochrons for the samples (Figure 3, a, b) are characterised by excessive scatter of analytical points. Although the isochron lines go straight through the biotite points, other minerals do not fit the lines. The point labels on the diagram are some 3–5 times bigger than analytical errors, so deviation from the isochrons for some of the points is 10–30 times larger than the errors. For the sample Üh–22A isochron Rb–Sr age is 317.6±1.1 Ma and MSWD=1014 (MSWD = Mean Square Weighted Deviate). For the sample Üh–22B mineral isochron gives Rb–Sr age of 319.5±1.8 Ma and MSWD=82. Notable is that both Rb–Sr ages are indistinguishable within their uncertainties. No simple regularity can be observed in the analytical point scatter.

Rb–Sr isotope results for whole-rock samples are presented in Table 4 and on an isochron diagram at Figure 3, c. Distribution of the analytical points is very complex to approximate the whole set by a common line. At least three groups of points — and respective lines — can be distinguished. One is that comprises points of mylonite small samples; the group stretches along an isochron with age of 321±22 Ma (MSWD=85). Another group comprises points of most of the granodiorite samples; the points are situated above the former isochron along a line (292±25 Ma, MSWD=8.6), that is nearly parallel to that of mylonites. And the last more or less obvious group comprises points of monzodiorites and three of granodiorites that do not fit the first two groups; their approximating isochron (479±55 Ma, MSWD=100) goes steeper relative to mylonite and granodiorite lines. Within analytical errors the first two age estimations are indistinguishable.

Common lead isotope composition was determined in feldspars from five heavy-weight samples (Table 5). The data were obtained for both plagioclase and potassium feldspar from each sample, with the exception of sample Üh–31A, for which only potassium feldspar was analysed. Lead isotope composition in coexisting feldspars of a given sample are markedly different. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb ratios of potassium feldspar are systematically lower than that of the plagioclase. For the reason that this isotope dis-

Table 2. ^{40}Ar - ^{39}Ar stepwise heating data for hornblendes from Mórógy granitoids

Step	T °C	AGE, Ma $\pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $\pm 2\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $\pm 2\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $\pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ $\pm 2\sigma$	Cumulative ^{39}Ar , %
Granodiorite Üh-18 (38.3–39.2 m)							
1	550	443.5 \pm 58.2	52.0 \pm 7.7	0.835 \pm 0.030	8.40 \pm 0.39	0.472 \pm 0.028	2.9
2	700	236.2 \pm 35.9	26.1 \pm 4.2	0.308 \pm 0.011	1.63 \pm 0.29	0.603 \pm 0.017	6.7
3	820	389.3 \pm 4.7	44.9 \pm 0.6	0.634 \pm 0.003	14.9 \pm 0.1	0.086 \pm 0.002	44.3
4	950	370.0 \pm 2.4	42.5 \pm 0.3	0.625 \pm 0.002	14.5 \pm 0.1	0.045 \pm 0.001	92.3
5	1150	335.9 \pm 13.2	38.2 \pm 1.6	0.763 \pm 0.013	15.2 \pm 0.1	0.364 \pm 0.006	100
Granodiorite Üh-23 (299.1–299.5 m)							
1	500	345.7 \pm 21.5	39.4 \pm 2.7	0.497 \pm 0.023	13.3 \pm 0.5	0.850 \pm 0.033	2.17
2	600	285.0 \pm 16.5	31.9 \pm 2.0	0.233 \pm 0.010	3.31 \pm 0.10	0.408 \pm 0.008	4.85
3	700	399.3 \pm 6.1	46.2 \pm 0.8	0.432 \pm 0.006	7.27 \pm 0.05	0.251 \pm 0.003	10.1
4	790	391.3 \pm 2.4	45.1 \pm 0.3	0.696 \pm 0.002	13.5 \pm 0.03	0.042 \pm 0.001	36.8
5	860	392.2 \pm 2.2	45.3 \pm 0.2	0.693 \pm 0.002	13.2 \pm 0.02	0.019 \pm 0.001	68.6
6	970	394.1 \pm 3.2	45.5 \pm 0.4	0.692 \pm 0.002	13.2 \pm 0.02	0.049 \pm 0.001	92.7
7	1100	349.7 \pm 4.2	39.9 \pm 0.5	0.645 \pm 0.002	12.5 \pm 0.03	0.173 \pm 0.002	100
Monzodiorite Üh-27 (309.7–310.6 m)							
1	600	322 \pm 12	37.6 \pm 1.6	0.256 \pm 0.014	0.200 \pm 0.417	0.116 \pm 0.005	12.5
2	770	360.8 \pm 9.5	42.5 \pm 1.2	0.242 \pm 0.005	0.084 \pm 0.175	0.079 \pm 0.004	23.1
3	900	385.2 \pm 5.3	45.7 \pm 0.7	0.867 \pm 0.002	0.017 \pm 0.035	0.026 \pm 0.002	76.9
4	1030	388.2 \pm 5.3	46.1 \pm 0.7	1.050 \pm 0.004	0.047 \pm 0.099	0.038 \pm 0.002	96.3
5	1200	277.0 \pm 14.8	31.9 \pm 1.8	1.120 \pm 0.011	0.273 \pm 0.570	0.367 \pm 0.007	100
Granodiorite Üh-31A (18.6–20.4 m)							
1	500	522.2 \pm 29.2	63.8 \pm 4.1	0.453 \pm 0.045	2.60 \pm 0.10	0.711 \pm 0.017	3.09
2	650	494.1 \pm 5.5	59.9 \pm 0.7	0.115 \pm 0.003	0.451 \pm 0.066	0.225 \pm 0.002	12.2
3	770	411.5 \pm 17.1	48.7 \pm 2.2	0.361 \pm 0.010	7.77 \pm 0.09	0.335 \pm 0.008	19.0
4	850	352.0 \pm 2.0	41.0 \pm 0.1	0.579 \pm 0.003	15.8 \pm 0.1	0.081 \pm 0.001	74.8
5	920	356.8 \pm 6.1	41.6 \pm 0.8	0.606 \pm 0.004	15.6 \pm 0.1	0.247 \pm 0.003	88.6
6	1000	429.3 \pm 16.1	51.1 \pm 2.1	0.726 \pm 0.010	21.4 \pm 0.2	0.324 \pm 0.008	98.6
7	1150	2458 \pm 100	552 \pm 41	2.20 \pm 0.14	2.79 \pm 0.77	8.61 \pm 0.40	100

**Figure 2.** Hornblende ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectrums for Mórógy granitoids

a) granodiorite Üh-18 (38.3–39.2 m); b) granodiorite Üh-23 (299.1–299.5 m); c) granodiorite Üh-27 (309.7–310.6 m); d) granodiorite Üh-31A (18.6–20.4 m). Rectangular height represents $\pm 2\sigma$ error of a step age

2. ábra. A Mórógyi Gránit amfiboljának ^{40}Ar - ^{39}Ar korszpektrumai.

a) granodiorit, Üh-18 (38,3–39,2 m); b) granodiorit, Üh-23 (299,1–299,5 m); c) granodiorit, Üh-27 (309,7–310,6 m); d) granodiorit, Üh-31A (18,6–20,4 m). A téglalpok magassága egy-egy lépcsőhöz tartozó kor $\pm 2\sigma$ hibáját mutatja

Table 3. Rb-Sr isotope data for mineral fractions of Mórággy granitoids

Sample	Composition	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ
		(ng/g)	(ng/g)				
Üh-22A	apatite	1.16	525.00	0.0064	0.0024	0.706976	0.00002
	plagioclase	21.70	1264.00	0.0496	0.0020	0.707932	0.000018
	sphene	3.69	104.00	0.1024	0.0055	0.707997	0.000035
	K-feldspar	231.00	1105.00	0.6047	0.0019	0.709745	0.000023
	hornblende	140.00	244.00	1.6620	0.0043	0.715590	0.000030
	biotite	615.00	7.99	222.78	0.5400	1.71425	0.00027
Üh-22B	sphene	4.53	94.80	0.1384	0.0071	0.707869	0.000028
	amphibole	34.80	214.00	0.4710	0.0056	0.709749	0.000034
	biotite	605.00	8.86	197.53	0.48	1.60556	0.00051

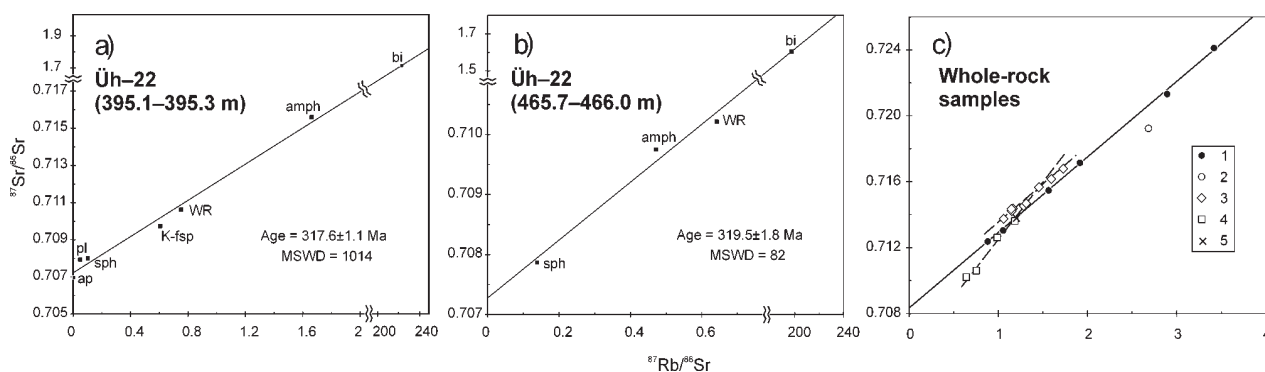


Figure 3. Rb-Sr isochron diagrams for selected mineral fractions and whole-rock samples from Mórággy granitoids

a) monzodiorite Üh-22A (Borehole Üh-22, 395.1-395.3 m) mineral fractions and whole-rock sample: WR = whole-rock, bi = biotite, amph = amphibole, K-fsp = potassium feldspar, sph = sphene, pl = plagioclase, ap = apatite; b) monzodiorite Üh-22B (Borehole Üh-22, 465.7-466.0 m) mineral fractions and whole-rock sample (same labeling as in a); c) whole-rock samples of different volume: 1 - mylonites, 2 - aplite, 3 - granodiorites, 4 - monzodiorites, 5 - diorite

3. ábra. A Mórággyi Gránit egyes ásványfrakcióinak és teljeskőzet-mintáinak Rb-Sr izokrónáriumjai.

a) monzodiorit, Üh-22A (Üh-22 fúrás, 395,1-395,3 m), ásványfrakciók és teljeskőzetminta: WR = teljeskőzetminta, bi = biotit, amph = amfibol, K-fsp = káliföldpát, sph = titanit, pl = plagioklász, ap = apatit; b) monzodiorit, Üh-22B (Üh-22 fúrás, 465,7-466,0 m), ásványfrakciók és teljeskőzetminta (jelölés mint az a) ábrán); c) különböző nagyságú teljeskőzetminták: 1 - milonitok, 2 - aplit, 3 - granodioritok, 4 - monzodioritok, 5 - diorit

Table 4. Rb-Sr isotope data for whole-rock samples of Mórággy granitoids

Sample	Depth (m)	Composition	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ
			(ppm)	(ppm)				
Medium-weight whole-rock samples								
Üh-4A	237.8-237.8	monzodiorite	177	432	1.184	0.003	0.713621	0.000011
Üh-4B	252.4-252.6	monzodiorite	194	568	0.988	0.004	0.712611	0.000015
Üh-22A	395.1-395.3	monzodiorite	204	785	0.753	0.003	0.710610	0.000016
Üh-22B	465.7-466.0	monzodiorite	190	856	0.642	0.013	0.710212	0.000013
Üh-2A	157.4-157.7	granodiorite	219	493	1.285	0.003	0.714521	0.000012
Üh-2B	246.5-246.7	granodiorite	192	478	1.165	0.003	0.714367	0.000014
Üh-2C	268.8-269.1	granodiorite	180	455	1.149	0.005	0.714223	0.000018
Üh-23A	178.4-148.6	granodiorite	206	454	1.314	0.004	0.714685	0.000014
Üh-23B	206.6-206.9	granodiorite	189	517	1.058	0.003	0.713741	0.000012
Üh-23C	299.5-299.7	granodiorite	188	474	1.147	0.003	0.714339	0.000014
Large-weight whole-rock samples								
Üh-18	38.3-39.2	granodiorite	229	384	1.727	0.005	0.716783	0.000015
Üh-18A	48.3-49.0	granodiorite	199	395	1.455	0.005	0.715666	0.000019
Üh-23	299.1-299.5	granodiorite	197	497	1.148	0.004	0.714362	0.000017
Üh-27	309.7-310.6	monzodiorite	227	547	1.203	0.004	0.713775	0.000015
Üh-31A	18.6-20.4	granodiorite	213	387	1.593	0.005	0.716167	0.000015
Small-weight whole-rock samples								
Üh-25A	106.8	aplite	202	218	2.682	0.001	0.719236	0.000063
Üh-25B	108.2	mylonite	104	342	0.881	0.001	0.712370	0.000030
Üh-25C	130.9	mylonite	223	613	1.053	0.001	0.713042	0.000042
Üh-26A	105.1	mylonite	184	156	3.417	0.002	0.724111	0.000115
Üh-26B	125.6	mylonite	222	370	1.733	0.001	0.716808	0.000057
Üh-26C	161.6	mylonite	269	406	1.915	0.001	0.717144	0.000057
Üh-29A	100.2	mylonite	341	341	2.892	0.001	0.721320	0.000076
Üh-29B	137.2	mylonite	183	338	1.564	0.001	0.715476	0.000050

Table 5. Lead isotope composition in feldspars from Mórógy granitoids

Sample	Depth (m)	Composition	Mineral	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Üh-18	38.3-39.2	granodiorite	K-feldspar	18.118	15.615	38.196
			plagioclase	18.281	15.620	38.361
Üh-18A	48.3-49.0	granodiorite	K-feldspar	18.117	15.616	38.204
			plagioclase	18.263	15.611	38.315
Üh-23	299.1-299.5	granodiorite	K-feldspar	18.115	15.613	38.186
			plagioclase	18.151	15.611	38.209
Üh-27	309.7-310.6	monzodiorite	K-feldspar	18.087	15.607	38.159
			plagioclase	18.301	15.618	38.456
Üh-31A	18.6-20.4	granodiorite	K-feldspar	18.106	15.607	38.162

Analytical error for all presented isotope ratios is less than 0.03% (2σ). It was determined by repetitive measurements of SRM-981 isotope standard, in which ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9406, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4988, and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7224 were obtained.

Table 6. U–Pb zircon isotope data for Mórógy granitoids

Fraction No. ¹⁾	Fraction mass, mg	Pb, ppm	U, ppm	Measured ratios ²⁾			Atomic ratios ³⁾				Rho ⁴⁾ / ²³⁵ U	Ages, Ma ⁵⁾	
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±2σ, %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±2σ, %		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*
Granodiorite Üh-18 (38.3-39.2 m)													
1	2.1	37.7	619.0	234	8.5931	3.5708	0.3457	0.7	0.04659	0.7	0.54	301	294
2	1.2	81.1	1340.7	210	8.0886	3.2912	0.3332	0.7	0.04481	0.7	0.55	292	283
3	1.6	97.9	1614.5	196	7.7445	3.0800	0.3291	0.7	0.04380	0.7	0.53	289	276
Granodiorite Üh-18A (48.3-49.0 m)													
1	4.05	43.3	794.0	481	11.968	5.3408	0.3507	1.0	0.04791	0.5	0.48	305	302
2	5.4	73.2	1353.5	505	12.145	5.3827	0.3508	0.5	0.04771	0.5	0.86	305	300
3	4.05	30.1	557.0	488	11.908	5.2264	0.3523	0.5	0.04734	0.5	0.8	306	298
4	4.75	80.3	1533.6	571	12.639	5.4122	0.3432	0.5	0.04655	0.5	0.93	300	293
Granodiorite Üh-23 (299.1-299.5 m)													
1L	3.55	35.0	387.5	235	8.4751	3.4883	0.5292	1.1	0.06871	1.1	0.78	431	428
1R	3.55	65.9	1107.4	238	8.5558	3.5215	0.3478	1.0	0.04544	1.0	0.81	303	286
2	2.6	45.1	722.3	168	7.0654	2.7527	0.3215	1.1	0.04280	1.1	0.94	283	270
3	2.6	55.8	1103.3	421	11.321	4.6563	0.3181	0.5	0.04307	0.5	0.74	280	272
4	2.9	85.2	1651.0	421	11.337	4.6641	0.3239	1.0	0.04397	1.0	0.49	285	277
Monzodiorite Üh-27 (309.7-310.6 m)													
1	0.6	50.2	694.5	1694	15.743	4.6094	0.4909	1.0	0.06486	0.9	0.95	406	405
2	1.2	87.9	1476.1	1948	16.286	3.6029	0.3801	0.5	0.05116	0.5	0.86	327	322
3	1.25	83.0	1420.1	1178	15.056	3.7531	0.3732	0.5	0.05012	0.5	0.79	322	315
Granodiorite Üh-31A (18.6-20.4 m)													
1L	2.55	21.1	396.1	4671	17.647	8.6127	0.3882	0.5	0.05260	0.5	0.74	333	330
2L	2.95	34.0	668.9	3166	17.226	8.8082	0.3694	0.5	0.05014	0.5	0.69	319	315
1R	2.55	42.6	825.8	4271	17.563	8.5805	0.3754	0.5	0.05088	0.5	0.87	324	320
2R	2.95	24.8	489.4	3326	17.295	8.8051	0.3684	0.5	0.05001	0.5	0.79	318	315

¹⁾ In cases of selective dissolution L stands for leachate and R for restite

²⁾ All isotopic ratios are corrected for blank (80 pg for Pb and 20 pg for U) and 0.12±0.04% per a.m.u. mass-discrimination

³⁾ Common lead corrected values, each sample were corrected for the respective value determined in K-feldspar (Table 5)

⁴⁾ Rho = coefficient of correlation between ²⁰⁷Pb*/²³⁵U and ²⁰⁶Pb*/²³⁸U errors

⁵⁾ Ages were calculated with internationally accepted constants 238=1.55125 10-10 yr-1, 235=9.8485 10-10 yr-1 and ²³⁸U/²³⁵U=137.88

crepancy may be due to the secondary plagioclase alteration potassium feldspar lead isotope data were used for common lead correction of U–Pb zircon data.

U–Pb zircon isotope data are presented in Table 6. For each sample, at least two zircon fractions were analysed. All the data were corrected for common lead isotope composition determined by analysis of potassium feldspar. It was strongly necessary for those zircons with low ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio value, which is characteristic of very high common lead content.

Sample Üh-18 (Figure 4, a). Three zircon points are equally discordant and quite far from upper intercept of a

discordia and concordia at 323±180 Ma. Although the discordia MSWD value of 2.2 looks acceptable, the age estimation appears to be very unreliable.

Sample Üh-18A (Figure 4, b). Four zircon points do not fit any common line and are equally discordant. No age estimation is possible.

Sample Üh-23 (Figure 4, c). Four different zircon fraction were analysed. First fraction was treated by fractional dissolution procedure. The restite of the fraction 1 zircon and other zircons of the sample are clustered near a concordia point 280 Ma and are all discordant. Leachate of the

fraction 1 zircon is nearly concordant at the 428-431 Ma level. No common line — and age estimation — is possible.

Sample Üh-27 (Figure 4, d). Three analysed fractions of zircon from the sample stretch along acceptable discordia with an upper intercept at 409 ± 88 Ma and $\text{MSWD}=2.8$. The fraction 1 zircon is perfectly concordant, its age is 405 ± 4 Ma.

Sample Üh-31A (Figure 4, e). Only two fractions were analysed, both by fractional dissolution method. No surprise that four resulting points perfectly fit a discordia ($\text{MSWD}=0.16$). The upper intercept of the discordia is at 360 ± 31 Ma.

The two most concordant zircon points Üh-27-1 and Üh-23-1L considered together allows to construct a new

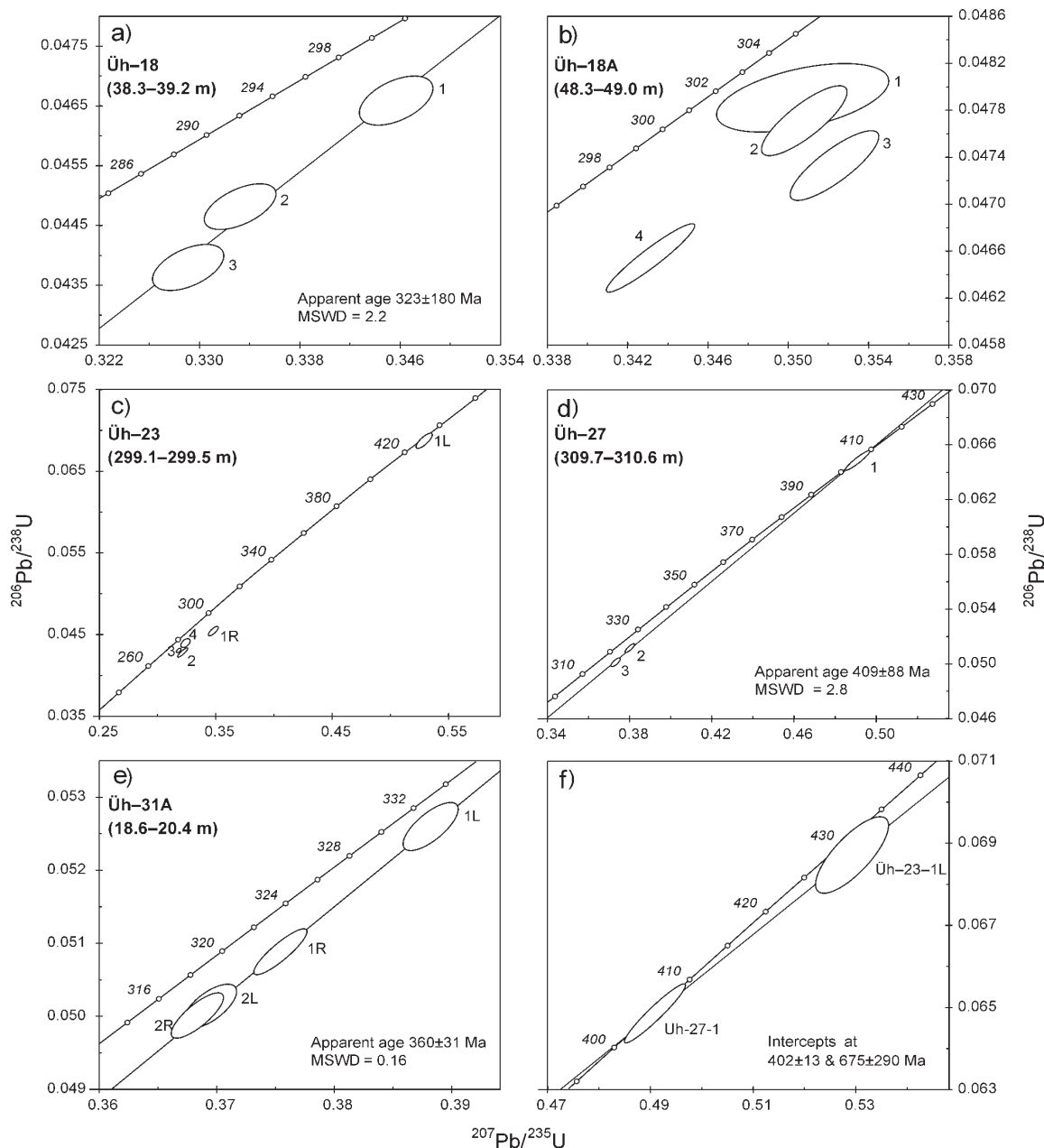


Figure 4. U-Pb concordia diagram for zircons from Mórógy granitoids

The concordia is represented by the lines with ticks labeled by ages (Ma); discordias (applicable not for all zircon sets) are straight lines approximating analytical points, each discordia has upper and lower intercepts with the concordia; in simplest interpretation, the upper intercept points to the time of zircon formation, and the lower one, to the time of metamorphism. a) Üh-18 (Borehole Üh-18, 38.3-39.2 m); b) Üh-18A (Borehole Üh-18, 48.3-49.0 m); c) Üh-23 (299.1-299.5 m); d) Üh-27 (309.7-310.6 m); e) Üh-31A (Borehole Üh-31A, 18.6-20.4 m); f) two most concordant zircons from samples Üh-23 and Üh-27. Ellipses represent analytical errors ($\pm 2\sigma$) and degree of correlation between them (Rho)

4. ábra. A Mórógyi Gránit cirkonjaira kapott U-Pb konkordiadiagram

A konkordiát korokkal (M év) ellátott tuskékkal jelzett vonalak képviselik; a diskordiák (amelyek nem minden circonsorozatra adhatók meg) az elemzési pontokat közelítő egyenesek; minden diskordiának van egy alsó és egy felső metszéspontja a konkordiával; a legegyszerűbb értelmezés szerint a felső metszéspont adja a cirkon képződési idejét, az alsó pedig a metamorfózis korát. a) Üh-18 (Üh-18 fúrás, 38,3-39,2 m); b) Üh-18A (Üh-18 fúrás, 48,3-49,0 m); c) Üh-23 (299,1-299,5 m); d) Üh-27 (309,7-310,6 m); e) Üh-31A (Üh-31A fúrás, 18,6-20,4 m); f) a két legkonkoránsabb cirkon az Üh-23 és az Üh-27 mintából. Az ellipszisek az elemzési hibákat ($\pm 2\sigma$) és korrelációjukat (Rho) mutatják

discordia. Lower intercept of that line is at 402 ± 13 Ma, and upper intercept at 675 ± 290 Ma.

Discussion

As the result of the undertaken study of Mórógy granitoids several different isotope ages were obtained. This suggests a complex history of the rocks that in turn makes it necessary to estimate significance of the data obtained. The discussion follows a simple approach that isotope systems (K–Ar, Rb–Sr and U–Pb) in the granitoids record several distinct events associated with the emplacement and crystallisation of granitic magma, later transformation of the rocks, and final exhumation to the surface.

Age of emplacement

Following the simple logic one might decide that the emplacement age should be not less than the oldest isotope age obtained. In the current data set the oldest are U–Pb ages of the zircon-1 from sample Üh-27 and the zircon-1L from sample Üh-23, Rb–Sr age on several whole-rock samples of monzodiorites and granodiorites, and ^{40}Ar – ^{39}Ar plateau age of the hornblende from sample Üh-23. These isotope ages differ one from another not only in values but also in a degree of reliability.

The youngest of the group is ^{40}Ar – ^{39}Ar plateau age of the hornblende, it must be associated with time of the cooling of the granite below the closure (or blocking) temperature of K–Ar system in amphiboles. The closure temperature of K–Ar system in amphibole is rather low and depends on the cooling rate (DODSON 1973). Anyway, it is below the granitic solidus (HARRISON 1981). Thus the plateau age can be the emplacement age only in case of rapid cooling of the pluton.

The closure temperature of the U–Pb system in zircon is much higher than that of K–Ar system in amphibole, it is well above granitic liquidus (CHERNIAK and WATSON 2001). The latter, in combination with low Zr solubility in granitic melt (WATSON and HARRISON 1983), often leads to the preservation of excess age in inherited zircons (*e.g.* RODDICK and BEVIER 1995; PIDGEON et al. 1996). Considered in that respect, U–Pb ages of the two mentioned zircons must be interpreted cautiously. The sample Üh-27 zircon is perfectly concordant if compared to sample Üh-23 zircon, then the date 405 ± 4 Ma appears to be more reliable. The older zircon Üh-23 age is probably the consequence of some inherited component in the mineral. This suggestion is in agreement with the fact that Üh-23 zircon contains large cores in its grains.

The Rb–Sr monzodiorite-granodiorite age appears to be erroneous for the following reason. The age was calculated for the isochron with very broad scatter of points which position then might well be accidental. A closer look at the part of the diagram where mylonite and the mix line cross discovers the fact that points here fit both line

with equal (low) quality. Without the mentioned points the “isochron” disappears turning into two-points line with more gentle inclination which is more like that of the other two whole-rock isochrons. The considered accident is the good case of how poor the “by-eye approximations” may be. Another reason to dismiss any age significance of the mix line is that the age is much older than U–Pb zircon age of 405 ± 4 Ma even taking into account the huge Rb–Sr age estimation uncertainty of ± 55 Ma.

Although magmatic crystallisation of zircon in granitoids takes place relatively early in comparison with rock-forming minerals, the U–Pb zircon ages are commonly very close to what one considers as the emplacement age. The age 405 ± 4 Ma then is the best estimation of Mórógy pluton formation time. The significant difference between the U–Pb age and ^{40}Ar – ^{39}Ar plateau age of Üh-23 hornblende might be due to slow cooling of the pluton after emplacement. The conjunctive mood of the last suggestion is mainly because of deficiency in ^{40}Ar – ^{39}Ar data.

Age of a superimposed event

The idea of at least one late superimposed event in the history of Mórógy Granite is based on the fact that all the studied isotope systems were disturbed. Most of the analysed zircons are discordant and cluster below the concordia near its 280–330 Ma interval. There is a significant difference between ^{40}Ar – ^{39}Ar plateau age of hornblende and biotite K–Ar and Rb–Sr ages that in turn are indistinguishable within analytical errors. ^{40}Ar – ^{39}Ar age spectrums of other hornblendes suggest disturbance of the K–Ar system.

The perfect coincidence between K–Ar and Rb–Sr ages of the biotites allows one to conclude that the 318–320 Ma age is an age of some real process. This process disturbed both isotope systems and restarted the isotope clocks. A hint about the disturbing process nature is given by the mylonite isochron the age of which is very close to the mineral age. Most likely the process was the deformation and associated metamorphism of the granitoids leading in its extreme to formation of mylonites. Most probably this was the process which bent and broke biotite grains.

Broken ^{40}Ar – ^{39}Ar age spectrums of hornblendes allow concluding that K–Ar isotope system of the mineral was disturbed by some later post-crystallisation process. The hornblendes differ in the degree of secondary alteration (replacement by chlorite) and re-crystallisation. As the sample Üh-23 hornblende is the least re-crystallised, although moderately replaced by secondary chlorite, the most straightforward conclusion must be that the disturbance was caused by the re-crystallisation. Any connection between the re-crystallisation and the deformation of granitoids is not obvious, however, positive answer seems to be the simplest explanation.

The below-concordia position of the points of most of the studied zircon fractions implies post-crystallisation radiogenic lead loss and respective decrease in Pb/U-ratios.

The process is commonly believed to be the consequence of metamorphism or exhumation. In the proposed simple two-events-history model the points should fit a common line with the upper intercept at 405 Ma and the lower intercept at about 320 Ma, which is not the case — most of the points are well below 320 Ma. Therefore, a good deal of radiogenic lead loss should be regarded as the consequence of exhumation, not the metamorphism. Recent Pb-loss models assume that an accumulation of crystallographic defects caused by radioactive decay of U and Th is necessary for appreciable Pb loss in zircon under normal crustal conditions (MEZGER and KROGSTADT 1997). In addition, BORIANI and VILLA (1995) have suggested that elevated temperature drives annealing in zircons and thus may preclude Pb loss from zircons during metamorphic events. Integrating both models implies that Pb can only be lost upon exhumation that has occurred after sufficient time has passed to accumulate defects. It further infers that ancient lower intercepts defined by TIMS (thermal ionisation mass spectrometry) analyses must represent mixing of two zircon populations rather than penetrative Pb loss (CONNELY 2000).

With all the foregoing in mind one might suggest 318–320 Ma time to be the age of the superimposed event appeared as deformation-induced metamorphism of the granitoids. It is difficult to discuss probable processes that could have taken place before the metamorphism. It is quite possible that some events really occurred between 405±4 and 318–320 Ma but their fingerprints reflected in isotope systems were erased by the last metamorphism.

Overall picture

In the framework of the discussed isotopic results the following history of the Mórógy Granite may be drawn. The Mórógy Granite was formed 405±4 Ma from a granitic magma that inherited some older zircons from its source or scrapped them from the conduit on its way up in the crust. After the emplacement the pluton was cooling slowly, such that K–Ar isotope system in amphibole closed about ten million years after, at 392±2 Ma. Over 70 million years later — at 318–320 Ma — the granitoids underwent deformation which lead to metamorphic recrystallisation and alteration of the rocks. During the event K–Ar, Rb–Sr, and U–Pb isotope systems in the rocks and minerals were disturbed to a different degree. The degree of the disturbance depended on the proximity

to zones, where deformation was relaxing and granitoids were turning to mylonites. In the mylonitic zones all the preceding isotope information was erased not only as the result of grinding of the rocks, but also due to the interaction with a mobile fluid. The mobile fluid interacting with the granites is a highly speculative assumption without which — for “dry” conditions — it is very difficult to explain, how mylonites got their new nearly equilibrium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ ratio values. The last event reflected in the isotopic systems of Mórógy granitoids — the most speculative from the isotope geologist point of view, yet obvious — was their exhumation to the surface. This last event led to Pb-loss from zircon crystallographic defects that started to develop in the upper crustal conditions due to dropping temperature.

Conclusions

The following history of the Mórógy granitoids is proposed:

- 405±4 Ma: intrusion of magma and crystallisation;
- 390–395 Ma: cooling to the temperature of amphibole K–Ar isotope system closure;
- 318–320 Ma: deformation and metamorphic alteration of the granitoids;
- recently: exhumation of the granitoids to the surface.

Despite the appearing simplicity of the suggested time model, it is not equally supported by the facts collected to date. The timing of the emplacement and cooling of the granitoids is based on just the two ages obtained for two different samples. To improve reliability of the conclusion it would be necessary to continue studying zircons, which is the only way to obtain the crystallisation age, and to widen (broaden, extend) studying K–Ar system of amphiboles, which promises success in dating the cooling of the granitoids.

Acknowledgements

Authors kindly acknowledge Tamara Bayanova (RAS Cola Science Centre, Apatity) and Victor Ponomarchuk (RAS Siberian Branch, Novosibirsk) for providing their analytical facilities for U–Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar studies, respectively.



References — Irodalom

- ÁRVA-SÓS E., BALOGH K. 1979: A mecsek hegységi gránitok és a környező metamorf kőzetek K-Ar módszeres vizsgálata (in Hungarian: Study of the granites of the Mecsek Mountains and metamorphic rocks in their surrounding by K-Ar method). — *Földtani Kutatás* 22 (4), pp. 33–36.
- BALLA, Z. 2004: General characteristics of the Bataapáti (Üveghuta) Site (South-western Hungary) [A Bataapáti (Üveghutai) telephely általános jellemzése]. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003-ról*, pp. 73–91.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., BUDA, GY. 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică* 61, pp. 359–364.
- BORIANI, A., VILLA, I. 1995: How to date regional metamorphism: Ivrea Zone Serie dei Laghi (Southern Alps). — *Terra Abstracts: Terra Nova* 7, Abstract Supplement 1, p. 270.
- BRAGIN, V.YU., REUTSKY, V.N., LITASOV, K.D., MAL'KOVETS, V.G., TRAVIN, A.V., MITROKHIN, D.V. 1999: Paleomagnetism and ^{40}Ar - ^{39}Ar -dating of Late Mesozoic volcanic pipes of Minusinsk Depression (Russia). — *Physics and Chemistry of the Earth* 24 (6), pp. 545–549.
- BUDA GY. 1985: Variszkuszi korú kollíziós gránitoidok képződése (in Hungarian: Forming of Variscan collision granites). — *Manuscript*, Candidate dissertation, Eötvös Loránd University, Budapest.
- BUDA GY. 1998: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. Összefoglaló jelentés az Üveghuta-2., 3., 4., 5., 6. és 8. sz. mélyfúrások gránitoid kőzeteinek vizsgálatáról (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Site exploration in the surroundings of Üveghuta. Conclusive report on the study of granitoid rocks from Boreholes Üveghuta-2, 3, 4, 5, 6 and 8). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BUDA GY. 1999: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Telephelykutató Üveghuta körzetében. Összefoglaló jelentés az Üveghuta-22, -23 és -24. sz. fúrások gránitoid kőzeteinek vizsgálatáról (in Hungarian: Final disposal of low- and intermediate-level radioactive waste from the nuclear power plant. Site exploration in the surroundings of Üveghuta. Conclusive report on the study of granitoid rocks from Boreholes Üveghuta-22, -23 and -24). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- BUDA, GY., LOVAS, GY., KLÖTZLI, U., COUSEN, B. I. 1999: Variscan granitoids of the Mórággy Hills (South Hungary). — *Beihefte zur European Journal of Mineralogy* 11 (2), pp. 21–32.
- CHERNIAK, D. J., WATSON, E. B. 2001: Pb diffusion in zircon. — *Chemical Geology* 172 (1–2), pp. 5–24.
- CONNELLY, J. N. 2000: Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost for concordancy in U-Pb geochronology. — *Chemical Geology* 172 (1–2), pp. 25–39.
- CSERNÜSOV, I. 2002: Jelentés a Mórággyi Gránit K-Ar és Rb-Sr izotópos kormeghatározásáról (in Hungarian: Report on the K-Ar and Rb-Sr isotope age determination of the Mórággy Granite). — *Manuscript*, Geological Institute of Hungary, Budapest.
- DODSON, M. H. 1973: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40 (3), pp. 259–274.
- DUNKL I. 1990: A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában (in Hungarian: The fission track method and its implication to the solving geochronological problems). — *Manuscript*, Candidate dissertation, Miskolc University, Miskolc.
- FAURE, G. 1986: *Principles of isotope geology*. — John Wiley & Sons, New York, 608 p.
- GILETTI, B. J. 1991: Rb and Sr diffusion in alkali feldspars, with implications for cooling histories of rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (5), pp. 1331–1343.
- HARRISON, T. M. 1981: Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, pp. 324–331.
- KLÖTZLI, U. S., BUDA, G., KOLLER, F. 1999: Geochronological evidence for the derivation of the Mecsek Mountains, South Hungary, from Variscan Central Europe. — *Abstract of 77. Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Rahmen der MinWien vom 28. August bis 1. September 1999., Wien. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beihefte zur European Journal of Mineralogy* 11, p. 126.
- KLÖTZLI, U. S., BUDA, G., SKIÖLD, T. 2004: Zircon typology, geochronology and whole rock Sr-Nd isotope systematics of the Mecsek Mountain granitoids in the Tisia Terrane (Hungary). — *Mineralogy and Petrology* 81, pp. 113–134.
- KOSTITSIN, YU. A., ZHURAVLEV, A. Z. 1987: Analysis of errors and optimisation of the isotope dilution technique (in Russian, with English abstract: Analiz pogreshnostei i optimizatsia metoda izotopnogo razbavlenia). — *Geokhimiya* 1987 (7), pp. 1024–1036.
- KOVÁCH Á., BALOGH K., SÁMSONI Z. 1968: Rubidium-stroncium adatok a Mecsek hegység gránitjai korának kérdéséhez (in Hungarian: Rubidium-strontium data to the problem of the age of the granites of the Mecsek Mountains). — *Földtani Közöny* 98 (2), pp. 205–212.
- LUDWIG, K. R. 1991: Isoplot – a plotting and regression program for radiogenic isotope data; version 2.53. — *U.S. Geological Survey Open-File Report* 91-445, 39 p.
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAHÍ-SEBESS, L., BÁN-GYÖRY, E. 2004: Tectonics and structural history of the north-eastern Mórággy Block (A Mórággyi-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezetalakulása). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003-ról*, pp. 371–394.
- MCCLELLAND, W. C., MATTINSON, J. M. 1996: Resolving high precision U-Pb ages from Tertiary plutons with complex zircon systematics. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (20), pp. 955–9965.
- MCDUGALL, I., HARRISON, T. M. 1988: *Geochronology and thermochronology by the ^{40}Ar - ^{39}Ar method*. — Oxford University Press, New York, 115 p.
- MEZGER, K., KROGSTADT, E. J. 1997: Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation. — *Journal of Metamorphic Geology* 15 (1), pp. 127–140.
- OVCHINNIKOV, L. N., PANOVA, M. B., SHANGAREEV, F. L. 1965: Absolutnyi vozrast nekotoryh geologicheskikh obrazovanií Vengrii (in Russian with English abstract: Absolute age of some geological formations of Hungary). — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungarici* 9 (3–4), pp. 305–312.
- PIDGEON, R. T., BOSCH, D., BRUGUIR, O. 1996: Inherited zircon and titanite U-Pb systems in an Archaean syenite from Southwestern Australia: implications for U-Pb stability of titanite. — *Earth and Planetary Science Letters* 141 (1–4), pp. 187–198.

- RODDICK, J. C., BEVIER, M. L. 1995: U-Pb dating of granites with inherited zircon: Conventional and ion microprobe results from two Paleozoic plutons, Canadian Appalachians. — *Chemical Geology* 119 (1-4), pp. 307-329.
- SCHMITZ, M. D., BOWRING, S. A. 2001: U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65 (15), pp. 2571-2587.
- SVINGOR, É., KOVÁCH, Á. 1981: Rb-Sr isotopic studies on granodioritic rocks from the Mecsek Mountains, Hungary. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungarici* 24 (2-4), pp. 295-307.
- VILLA, I. M. 1998: Isotopic closure. — *Terra Nova* 10 (1), pp. 42-47.
- WATSON, E. B., HARRISON T. M. 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. — *Earth and Planetary Science Letters* 64 (5), pp. 295-304.
- YORK, D. 1969: Least-square fitting of a straight line with correlated errors. — *Earth and Planetary Science Letters* 5 (2), pp. 320-324.

Postscript

Results outlined in the contribution lead to a conclusion on the pre-Variscan age of the Mórógy Granite which is in contradiction with the concept published in Hungary and abroad but is coherent with numerous earlier opinions.

Professor Dr. F. Finger (Salzburg University) submitted a review. In agreement with Dr. R. Handler and Dr. A. Gerdes (Salzburg University), he expressed an opinion that „methods used are definitely not state of the art (analysis of big multi-grain fractions), also the presented Ar-Ar hornblende ages look not very reliable, because not enough heating steps were performed to safely rule out that the high ages reflect excess argon”. Moreover, the results would totally contradict the recent geochronological work by KLÖTZLI et al., on the Variscan age of the Mórógy Granite. In conclusion the reviewer wrote: „I cannot say with certainty that the results of Shatagin et al. are incorrect, but for the time being would recommend caution with their publication”.

The authors however regard that results of any method cannot be evaluated based on its modernity. On big multi-grain zircon fractions a lot of ages were and are determined all over the world, which are in good agreement with data from other methods. Authors' „Variscan” age data are with no exception discordant, i.e. they do not reflect real ages. At the same time, their concordant age data are obviously pre-Variscan. The concordance of the „pre-Variscan” age and clear discordance of the „Variscan” ages have not been taken into account by the reviewer. The zircon evaporation and the ion-microprobe analyses used by KLÖTZLI et al. (2004) are much less informative than the conventional U-Pb method since they give no possibility to evaluate whether the U-Pb system is open or closed. According to the authors' opinion the statement of the reviewer concerning the Ar-Ar data has nothing to support it.

The opinions outlined are so different even in a methodological sense that it should be obvious: further disputes and investigations are needed. Those can be inspired by this contribution that is why the Editorial Board decided to publish it.

A Mórógyi Gránit geokronológiája: U-Pb, Rb-Sr, K-Ar és ^{40}Ar - ^{39}Ar izotópvizsgálatok eredményei

KONSZTANTIN SATAGIN¹, IGOR CSERNÜSOV¹ ÉS BALLA ZOLTÁN²
BREZSNYÁNSZKY KÁROLY² utószavával

¹Laboratory for isotope geochemistry and geochronology, IGEM RAS, 35, Staromonetny per., Moscow, 119017, Russia

²Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: abszolútkor, cirkon, deformáció, Délkelet-Dunántúl, gránitok, magmatizmus, Magyarország, metamorfózis, Uveghuta

Összefoglalás

A Mórógyi Gránit komplex kialakulási történetét és későbbi metamorfózist U-Pb, Rb-Sr, K-Ar és ^{40}Ar - ^{39}Ar módszerrel vizsgáltuk. A 405 ± 4 millió éves kristályosodási kort egy kiválóan konkordáns cirkonfrakció U-Pb kormeghatározásával állapítottuk meg. Egy másik leválasztott cirkonfrakció eredményei későbbi radiogénódom-vesztésre mutatnak (amely a gránit későbbi metamorfózisával és kitakaródásával kapcsolatos), továbbá bizonyos átöröklött komponensek jelenlétére. Amint az az ^{40}Ar - ^{39}Ar adatokból következik, az amfibolok K-Ar rendszere megbomlott, kivéve egyetlen mintát, amely $392,3 \pm 1,4$ millió éves platókorot mutatott. Az eltérés az U-Pb cirkon- és az ^{40}Ar - ^{39}Ar platókorok között a Mórógyi Gránit lassú lehűlésével hozható összefüggésbe. A biotitok K-Ar és Rb-Sr kormeghatározása igen szűk tartományba, 318–320 közé eső adatokat eredményezett. Igen hasonló – 321 ± 22 millió éves – kort kaptunk Rb-Sr izokron alapján milonitok kisméretű teljeskőzet-mintáira. Ezeket az eredményeket a deformáció és az ezzel kapcsolatos metamorfózis idejével hoztuk kapcsolatba.

A Mórógyi Gránit radiometrikus kormeghatározásainak áttekintése

A Mórógyi Gránit geokronológiai vizsgálata négy évtizedes múltra tekint vissza. A koradatok legnagyobb csoportját a különböző kőzetalkotó ásványokon (biotit, amfibol, káliföldpát) és a teljes kőzeten végzett K-Ar, Rb-Sr és kevés Pb-Pb mérés képviseli. A másik fő adatsortot a cirkonon végzett U-Pb és Pb-Pb meghatározások jelentik. Kisebbszámban hasadvány nyom (FT) korok is rendelkezésre állnak.

Az első radiometrikus koradatokat OVCSINNIKOV et al. (1965) szolgáltatották, akik a kismórógyi kőfejtők gránitjából származó biotiton (1 minta), káliföldpát-megakristályon (1), valamint teljes kőzeten (1) végeztek K-Ar kormeghatározást. Az eredmények 335 millió év (biotit) és 280 millió év (káliföldpát-megakristály és teljes kőzet) között szóródtak. A szerzők a gránit képződési korát 325 millió év körülinek határozták meg.

KOVÁCH et al. (1968) — nagy területről származó (Nyugotszenterzsébet, Dinnyeberki, Pécs, Fazekasboda, Erdősmecke, Kismórógy) — gránitmintákból és egy aplit-

telérből szeparált biotiton Rb-Sr módszerrel 2 izokron-kort (278 és 284 millió év) határoztak meg, amely adatokat a „gránitmasszívumot ért utolsó lényeges magmatektonikai hatás — amely időben az aplittelérek benyomulásához is köthető — időpontjaként értékelték. A teljes kőzeten meglehetősen idős izokron-korok adódtak (442 és 1150 millió év), amelyek közül az idősebbet a gránittömeg prekambriumi kőzetekből történő származásával magyarázták, míg a fiatalabbat keverékkorként értelmezték.

ÁRVA-SÓS, BALOGH (1979) a mórógyi és erdősmecke kőfejtőkben gyűjtött 4 gránitmintát biotit szeparátumán K-Ar módszerrel 329 és 349 millió év közötti korokat határoztak meg, egy aplittelér biotitja pedig 311 millió évet adott. A szerzők a kapott középső-karbon korokat a terület kiemelkedéséhez (hűléséhez) kapcsolták.

SVINGOR, KOVÁCH (1981) igen nagy területről származó, felszíni és fúrasi mintákban meghatározott, nagyszámú Rb-Sr koradatot közöltek. E Rb-Sr korok meghatározó hányada a 290–370 millió éves tartományba esik. Vizsgálati eredményeik 3 csoportba oszthatók:

(1) A granitoid kőzeteken (granodiorit-szenit) meghatározott koradatok (teljes kőzet) a 279–479 millió év közötti,

igen tág tartományban szórnak. Az adatokra illesztett határoló izokronok 403, illetve 273 millió évet adtak, amelyek közül a fiatalabbat az utolsó (retrográd) metamorf esemény koraként értelmezték a szerzők, míg az idősebb kort a magmatizmus kezdetéhez kapcsolták. A mórágai-erdősmecei granitoidok 9 adatából 3-nak túl nagy az elemzési hibája (479 ± 117 , 388 ± 164 és 365 ± 153 millió év), míg a többi 6 minta kora 295–361 millió év. Az adateloszlásban hézag van 332 és 356 millió év között, amely esetleg két halmaz jelenlétére mutat 340–350 millió év körüli határral (l. alább).

(2) A leukokrata telérekéből (erdősmecei kőfajtó, illetve Nyugotszenterzsébet–2, Pellérd–N–2 és Pellérd–N–4, Helesfa–2 fúrások) meghatározott koradatok (szintén teljes kőzeten mérve) a 252–354 millió év közti tartományba estek. Ezen adatokra illesztett határoló izokronok 349, illetve 266 millió évet eredményeztek. 3 erdősmecei aplit kora 309–354 millió év, hasonlóan a befogadó gránithoz (2 a 340–350 millió év körüli határ alatt, 1 pedig a fölött van).

(3) Az erdősmecei kőfajtó gránitjából (3 minta) származó biotitok 325–365 millió éves adatokat mutattak, ami összhangban van az ÁRVA-SÓS és BALOGH (1979) által közölt biotit K–Ar korokkal. Ezen adatok nagyjából megegyeznek a mórágai-erdősmecei terület fentebb említett, grániton meghatározott Rb–Sr teljeskőzet-koradataival is (2 a 340–350 millió év körüli határ fölött, 1 pedig az alatt van).

SVINGOR, KOVÁCH (1981) a vizsgálati adatokat összesítő értelmezése szerint a Mórágai Gránit többfázisú gránitosodás eredményeként jött létre: a legkorábbi magmás esemény kb. 430–400 millió évvel ezelőtt történt (1), a gránitosodás fő — intenzív metasomatózissal és leukokrata telérkőzetek képződésével kísért — időszaka mintegy 335 millió éve ment végbe (2), végül 285–270 millió éve a kiújuló tektonikai aktivitás egyes blokkokban lokális átkristályosodást és aplitképződést eredményezett (3).

BALOGH et al. (1983) a mórágai és erdősmecei kőfajtókból gyűjtött gránitminták biotitszeparátumain K–Ar módszerrel 318 és 352 millió év közti korokat határoztak meg (átlag: 334 ± 11 millió év), amely eredmények lényegében megegyeznek a korábban közölt biotit K–Ar korokkal (ÁRVA-SÓS, BALOGH 1979). E korokat a gránitképződés után végbement kiemelkedéshez (alacsonyabb hőmérsékletű kéregregióba kerüléssel) kapcsolták a szerzők. BALOGH et al. (1983) publikációjában található az első, cirkonon és titanon (mórágai kőfajtóban gyűjtött gránitból) U–Pb módszerrel meghatározott radiometrikus kor is (365 ± 8 millió év), amelyet a magmás kristályosodás dátumaként értelmezték a szerzők.

BUDA (1985) a mórágai és kismórágai kőfajtókból származó gránitból szeparált biotiton 306 ± 5 és 310 ± 5 millió éves korokat közölt kandidátusi értekezésében, amely adatokat a Rb–Sr módszerrel határoztak meg. E korok a fentebb ismertetett biotitkoroknál némileg fiatalabbak, amit utólagos folyamatok hatásával magyarázott a szerző. Mikroklinből (Erdősmecke) K–Ar módszerrel 288–298 millió éves kort határoztak meg, amely adat részint a mikroklin alacsony záródási hőmérsékletével hozható összefüggésbe.

DUNKL (1990) cirkonon, titanon és apatiton végzett hasadványnyom (FT) analízisei a gránittest késői hőtörténetéről adtak információt. Ezek értelmében a Mórágai Gránitot bizonyosan nem érintette számottevő metamorfózis a kréta tektonogenezis során, amit az „idős” cirkon és titanit FT korok (250–215 millió év) jeleznek. A lényegesen alacsonyabb „záródási hőmérsékletű” apatitok koradatai (84–48 millió év) gyenge hőhatást jeleznek, ami összefügghet az alpi orogenezissel, illetve a területen igen jellemző kréta magmatizmussal.

Az üveghutai kutatásokhoz kapcsolódva BUDA (1998) közölt újabb koradatokot, részletesebb értelmezés nélkül. Az Üh–1 fúrás monzonitos kőzeteiből szeparált biotiton a korábbi biotit K–Ar adatokkal egyező $330,5$ és $318,8\pm 12$ millió éves K–Ar korok adódtak.

KLÖTZLI et al. (1999) és BUDA et al. (1999) mórágai és erdősmecei gránitmintákból szeparált cirkonok egyedi kristályain U–Pb módszerrel meghatározott korait közölték. Az adatok alapján kétféle magmás fejlődést valószínűsítettek (nyúlt, prizmás cirkonok: 377 ± 5 , zömök, táblás cirkonok: 363 ± 13 millió év), az igen idős korokat (619 ± 18 millió év) pedig átöröklött, kadomi kéregfragmentumokból származtatható cirkonkristályokkal hozták összefüggésbe.

BUDA (1999) és BUDA et al. (1999) az Üh–2 és Üh–3 fúrásokból származó káliföldpát-megakristályokon meghatározott Pb–Pb modell korokat (375 – 350 , illetve 350 – 300 millió év) a már említett kétféle magmás fejlődési modell újabb bizonyítékának tekintették.

CSERNÜSOV et al. (2002) elsőként végzett komplex — K–Ar ásványi and Rb–Sr ásványi és teljeskőzet- — kor meghatározást azzal a következtetéssel, hogy a 317 – 319 millió éves korok későbbi — valószínűleg metamorf — eseményt rögzítenek. Az adatok a jelen cikk további részének alapjául szolgáló adatbázisba kerültek, ezért itt nem részletezzük azokat.

KLÖTZLI et al. (2004) újabb, Pb–Pb és U–Pb–Th (SHRIMP) módszerrel egyedi kristályokon meghatározott cirkonkorokat közölték (nyúlt, prizmás cirkonok: 354 ± 5 , zömök, táblás cirkonok: 339 ± 10 millió év). A cirkonok a mórágai és az erdősmecei kőfajtók gránitmintáiból származtak. Értelmezésük szerint az idősebb kor a magmás fejlődés korai fázisához köthető, míg a fiatalabb kor a granitoid magma benyomulását (az intrúzió korát) képviselheti. Az egyes cirkonszemcséken kapott igen idős korok (~ 500 , ~ 620 , 1150 – 1200 millió év) „átöröklött”, korábbi kéregmaradványokból származó cirkonok jelenlétével magyarázhatók.

A fentiek alapján az a következtetés vonható le, hogy az eddigi elemzések nyomán az alábbi korintervallumok különböztethetők meg:

— 252 millió év és idősebb, leukokrata kőzettelérek; értelmezés nincs (a hazai Rb–Sr módszeres meghatározás nem problémamentes).

— 273–298 millió év, gránitkőzetek; az egyetlen értelmezést SVINGOR, KOVÁCH (1981) adta, mely szerint ez az utolsó (retrográd) metamorf esemény kora (a Rb–Sr módszeres korok hazai meghatározása nem problémamentes).

— 300–377 millió év, gránitkőzetek, az adatok különböző „súlypontjaival”; kétféle interpretáció ismeretes:

— magmás esemény, a gránit képződésétől, a kristályosodás kezdetén, magmás kristályosodáson át egészen a lehűlésig; e koncepció keretében két magmás fázist különítettek el, határukat kb. 350 millió évre téve;

— metamorf esemény.

— >500 millió év (egészen 1200-ig): idős kéregmaradványokból átöröklődve.

A 316–326 millió éves kor metamorf eredetére vonatkozó feltételezés az, amely a legjobban egyezik az új, részletes földtani és tektonikai vizsgálatokkal (BALLA 2004; MAROS et al. 2004). Ezért az IGEM laboratóriumában, amely ezt a feltevést körvonalazta (CSERNÜSOV et al. 2002), folytattuk le az új radiometrikus elemzéseket. Eredményeikről az alábbiakban számolunk be.

Elemzési módszerek

Többszörös események kormeghatározásának elvi megközelítése

A kőzetekre hatással volt többszörös események kormeghatározása általában két célt szolgál. Az egyik a kőzet elsődleges korának megállapítása, ennek érdekében célszerű bizonyos izotópos módszereket alkalmaznunk, amelyekről bebizonyosodott, hogy eredményesen különböztetik meg a használt izotóprendszer nyitott és zárt viselkedését. A másik cél a másodlagos korok meghatározása, amely arra alapul, hogy bizonyos körülmények közepette különböző izotóprendszerek eltérő stabilitást mutatnak, és amely általában több izotópos módszer egyidejű alkalmazására támaszkodik.

Úgy döntöttünk, hogy a Mórógyi Gránit részletes kormeghatározásához többféle ásványt tanulmányozunk. A cirkont, U-Pb rendszerével, a magmás kristályosodás korát leginkább jellemző ásványként (RODDICK, BEVIER 1995; MCCLELLAND, MATTINSON 1996; CONNELLY 2000; SCHMITZ, BOWRING 2001) választottuk ki. Az amfibolt olyan K-Ar rendszerrel rendelkező ásványként jelöltük ki, amely a lépcsős hevítéssel működő ^{40}Ar - ^{39}Ar módszerrel integritás ellenőrzéséhez használható (MCDUGALL, HARRISON 1988). A bitotitot olyan ásványnak tekintettük, amelynek K-Ar és Rb-Sr izotóprendszerében szuperponálódott folyamat hatására könnyen új egyensúly áll be (VILLA 1998; GILETTI 1991), ami lehetőséget ad későbbi folyamatok kormeghatározásához. Végül a teljeskőzetmintákat a gránitmagmatizmus klasszikus izokrón Rb-Sr kormeghatározásának (FAURE 1986) érdekében vizsgáltuk.

Izotópos módszerek

K-Ar és ^{40}Ar - ^{39}Ar módszer

A káliumot lángfotometriával határoztuk meg az ásványfrakciók savas feltárása után. Az argon kivonása és izotóp-összetételének meghatározása egy módosított MI-1201-IG tömegspektrométeren történt, amelyet egy ala-

acsony háttérértéket biztosító argonleválasztó rendszerrel kapcsolunk sorba. A radiogén ^{40}Ar koncentrációját izotóphígításos módszerrel, ^{38}Ar monoizotóp nyomjelzővel határoztuk meg.

Az ^{40}Ar - ^{39}Ar vizsgálatot az Orosz Tudományos Akadémia (OTA), Szibériai Tagozat, Trofimuk Egyesült Földtani, Geofizikai és Ásványtani Intézetében (Novoszibirszk, Oroszország) végezték. Az amfibolmintákat ismert K-Ar korú ellenőrző mintákkal együtt gyors neutronokkal sugárolták be. Az argont 1200 °C-ig tartó lépcsős hevítéssel választották le. A leválasztott argon izotóp-összetételét Micromass VG-5400 tömegspektrométeren statikus üzemmódban (BRAGIN et al. 1999) határozták meg.

Rb-Sr módszer

Minden egyes mintát feltárás előtt ^{84}Sr - ^{85}Rb -ban dúsított nyomjelzőt adtunk. A teljeskőzetminta-porokat Milestone® Ethos Plus mikrohullámú feltáróban tártuk föl tömény HF (3 ml) and HNO_3 (3 ml) keverékében. E célból 100 ml-es TFM teflon csészéket és Milestone® 1000/10 rotort használtunk. A mikrohullámos feltárás előtt a mintákat HNO_3 -ban főztük, hogy így kioldjuk a szulfidokat. A mikrohullámos feltárás 220 °C-on 20 percig tartott, s utána nem volt látható maradék.

Az ásványfrakciókat (az apatit kivételével) HF- HNO_3 keverékben légköri nyomáson tártuk föl tefloncsészékben, egy éjszakán át 110 °C-on tartva azokat. Az apatitot tömény HNO_3 -ban tefloncsészékben, ugyanolyan körülmények közepette tártuk föl. Az oldatok bepárlódása után a mintákat tömény HCl-ben oldottuk, majd újra bepároltuk, 2,45N HCl-ben oldottuk, majd kromatográfiai oszlopokra vittük fel a Rb és Sr elválasztása érdekében. Az oszlopokat 3,5 ml Dowex 50×8 kationcserélő gyantával töltöttük föl.

A Rb és Sr izotópösszetételt egy Micromass® Sector 54 hétkollektoros tömegspektrométeren határoztuk meg. A rubídiumot egy három fűtőszálas készülék külső Ta fűtőszájlára vittük, és statikus multikollektoros módszerrel mértük. A stronciumot — 1 ml 10%-os H_3PO_4 -oldattal együtt — egy egy fűtőszálas készülék Ta fűtőszájlára vittük föl, és statikus multikollektoros módszerrel mértük. A stronciumadatokat a frakcionáció figyelembevételével $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ értékre korrigáltuk. A vizsgálatok két szakasza (2002 májusa és 2004 február-márciusa) során az SRM-987 standard $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ értéke 0,71016 és 0,71028 volt. Az alább bemutatott adatokat az SRM-987 elfogadott 0,71025 értékére normalizáltuk.

A $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ arányt, akárcsak a Rb- és Sr-koncentrációkat izotóphígításos módszerrel határoztuk meg. A $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ bizonytalanságát a mért $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ és $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hányadok elemzési hibájából számítottuk, s az főleg az első értéktől függ (KOSTITSIN, ZHURAVLEV 1987).

U-Pb módszer

A cirkon vegyi oldását tömény HF-ben valósítottuk meg. Az ásvány és a sav keverékét PFTE-bombákban 205–210 °C-on, több napig tartottuk. A kapott oldatot két részre osztottuk. Az egyikhez ^{208}Pb - ^{235}U izotóp-nyom-

jelzővel adtuk az urán- és ólomkoncentrációk meghatározásához, a másikat nyomjelző nélkül kezeltük az ólomizotóp-összetétel meghatározásához. Az oldatok bepárlása és a maradék megfelelő vegyi formájúvá alakítása után az U-t és a Pb-ot BioRad AG1×8, 200-400 mesh méretű anioncserélő gyantával töltött mikrooszlopokra vittük. A háttér szint az U esetében 80 pg, az U-ében 20 pg alatt volt.

Az izotóphányadokat az Orosz Tudományos Akadémia, Kolai Tudományos Központ (Apatitü) Földtani Intézetének Finnigan MAT-262 multikollektoros hőionizációs tömegspektrométerén (TIMS) mérték. A mérések minőségét az SRM-982 ólomizotóp- és az U500 uránizotóp-standard ismételt mérésével ellenőrizték, mindkettőt az USA Nemzeti Szabványügyi és Technológiai Intézetből (National Institute of Standards and Technology, NIST) kapták. A tömegdiszkrimináció a Pb esetében atomegységenként $0,12 \pm 0,04\%$, az U esetében pedig $0,23 \pm 0,04\%$ volt.

A közönséges ólom izotópösszetételét annak érdekében határozattuk meg, hogy a cirkonból kapott U-Pb adatokat a közönséges ólom figyelembevételével korrigáljuk. Az izotópösszetételt valamennyi izotóphányad ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ és $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) esetében $\pm 0,03\%$ hibával határozták meg egy Neptune (ThermoFinnigan, Németország) típusú MC-ICP tömegspektrométeren. Az ólomizotóp-adatok rendkívül nagy pontosságát azzal érték el, hogy a tömegdiszkriminációt $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}=2,3889$ értékre korrigálták. A Pb vegyi leválasztását a földpátok tömény HF és HNO_3 keverékben történt vegyi föltárása után folytatták le. A közönséges ólom izotópösszetételét az SRM-981 ólomizotóp-standard (NIST, USA) rendszeresen ismételt mérésével ellenőrizték.

A korszámítás és a diagramrajzolás LUDWIG (1991) Isoplot/EX programjának felhasználásával történt, a számítások jórészt a YORK (1969) által bevezetett algoritmust követték. Valamennyi elemzési hibát a középérték 2σ szórásaként fejezték ki, kivéve a K-Ar adatokét.

Minták

A Mórágai Gránit kormeghatározásához 23 gránitmintát vettünk fűrómagokból. Tíz minta granodioritból áll, öt monzodioritból, a többi milonit és egy aplít. A monzodiorit nemcsak abban különbözik a granodiorittól, hogy kevesebb benne a kvarc, és több az amfibol, hanem a kőzetalkotó biotit optikai jellegeiben is (pleokróosság és abszorpció). A kőzetek zöme gneiszes, átkristályosodott, részben milonitosodott, és alacsony hőmérsékletű átalakulást szenvedett. Csak kevés mintán maradt meg a magmás szövet és a tömeges szerkezet. A többi kőzet szerkezete gneiszes, lencsésen-sávós, szövete komplex, magmás és metamorf (blasztos és kataklasztos) jellegű. Mindezen mintákban a magmás ásványok kristályai deformálódtak, részben vagy teljesen granulálódtak, kataklázist és átkristályosodást szenvedtek. A káliföldpát és a plagioklász egyedi kristályokban, míg a kvarc szemcsék és a biotitpikkelyek halmazokként közel monomine-

ralikus és egymással közel párhuzamos lencsék és sávokat alkotnak. A gneiszes és a lencsésen-sávós szerkezetet ugyanolyan irányú finomszemű zónák és szélek emelik ki, minát amelyek milonitosodás és későbbi blasztézis, metasomatózis és hidrotermális elváltozás hatására keletkeztek. Az újonnan keletkezett metamorf ásványok (epidot, másodlagos biotit, szórványos szericit) e zónákban jelentős szerepet játszanak.

Vizsgálatainkban háromféle mintaméretet alkalmaztunk. A minták nagy része közepes, 0,5-1,5 kg súlyú volt; néhány mintát viszonylag nagy, 5-10 kg súlyú magdarabként vettünk. A milonitokat és aplitokat igen apró, 25-50 g-nál kisebb kőzetdarabokkal mintáztuk.

Minden egyes mintát acélmozsárban törtünk <1 mm méretre. A következő lépésben a nagy- és közepes méretű mintákat többszörösen feleztük, majd az $1/8-1/32$ frakciókat, akárcsak a teljes kisméretű mintákat, tárcsásmalomban finom porrá őröltük. A nagy- és közepes méretű minták nagyobb részeit szitáltuk és standard elektromágneses szétválasztással és nehézfolyadéktechnikával ásványfrakciókra bontottuk. Minden egyes ásványfrakciót binokuláris mikroszkóp alatt kézzel válogattunk szét. A válogatás során a cirkonfrakciókat morfológiai típusokra bontottuk a szemcsék alakja, színe és átlátszósága alapján.

Rb-Sr és K-Ar vizsgálatra az Üh-22A, az Üh-22B és az Üh-2A minta egy-egy biotitfrakcióját választottuk ki. Csak a nagyméretű, sötétbarna szemcséket emeltük ki, hogy elkerüljük a primer biotit klorittal és finomabb szemcsés másodlagos biotittal való szennyezését. Az Üh-22A minta és biotitja a mórágai gránitoidok legkevésbé elváltozott anyaga, míg az Üh-22B és az Üh-2A erősebben elváltozott. A gyengébben és erősebben elváltozott kőzetek biotitja eltér a deformáció fokában, amely azonban nem ismerhető föl világosan binokuláris mikroszkóp alatt, viszont könnyen észlelhető vékonycsiszolatban.

Az $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ elemzésekre szánt amfibolfrakciókat a nagyméretű Üh-18, Üh-23, Üh-27 és Üh-31A mintákból válogattuk le. Ezek a minták az amfibol másodlagos elváltozásában egymástól különböznek, ebben a vonatkozásban az Üh-23 a legkevésbé elváltozott. Az erősebben elváltozott amfibol részlegesen átkristályosodott, és másodlagos klorittal helyettesítődött. A legkevésbé elváltozott amfibol is kloritosodott, azonban nem deformálódott és nem kristályosodott át.

Az U-Pb izotópvizsgálatra a cirkonokat nagyméretű mintákból válogattuk le. Többnyire két változat van jelen: hosszúoszlopos és rövidoszlopos, az utóbbi szemcséi néha izometrikusak, az oszlop- és a gúlapok egyforma fejlettségével. Átmeneti változatok szintén előfordulnak. Az ásvány- és folyadékzárványok valamennyi cirkontípusban bőségesek. Alakjuk ellenére minden szemcsé szuperonálódott folyamatok hatását mutatja: töredezetek, repedés menti folyadékzárványokkal vannak tele, és néha furcsán orientált zárványokat tartalmaznak, amelyek metszik a növekedési zónásságot. Azonban valamennyi morfológiai típusba tartozó szemcsé igen jól fejlett lapokkal

rendelkezik, és nem mutat reszorpciós jelenségeket. A belső optikai heterogenitás valószínűleg primer magmás növekedési zónással kapcsolatos.

Elemzési eredmények

Az ásványokon K-Ar módszerrel kapott koradatokat az 1. táblázatban közöljük. A három biotit izotópkora az elemzési hibahatáron belül azonosnak látszik. A káliföldpát kora világosan kisebb, mint a biotitoké.

Az amfibolminták lépcsős hevítésű ⁴⁰Ar-³⁹Ar vizsgálata (2. táblázat) a különböző gázfrakciók korának bonyolult eloszlását tárta föl. Az Üh-18 amfibolra a korszpektrum simított „lefelé lépcsőzetes” szerkezete mutatja (2. ábra, a). Az Üh-27 minta az előzőtől eltérően inkább „felfelé lépcsőzetes” szerkezetet mutat (2. ábra, c), bár szintén tartalmaz nagyhőmérsékletű, eléggé fiatal korú frakciót. Az Üh-31A amfiboljának korszpektruma „U alakúhoz” közelít,

1. táblázat. A Mórággyi Gránit ásványainak K-Ar izotópos koradatai

Minta	Mélység (m)	Ásvány	K, wt.%±1σ	⁴⁰ Ar _{rad.} , ng/g±1σ	T, Ma±1σ
Üh-22A	395,1-395,3	biotit	7,19±0,06	178,4±1,4	326±4
		káliföldpát	11,26±0,09	243,5±2,0	288±4
Üh-22B	465,7-466,0	biotit	7,17±0,06	171,8±1,4	316±4
Üh-2A	157,4-157,7	biotit	7,16±0,06	172,5±1,4	318±4

utolsó magashőmérsékletű lépcsőjének meglepően idős (több mint 2400 millió éves) korával (2. ábra, a). Az egyetlen minta, amelynek korszpektrumában elég hosszú (a leválasztott ³⁹Ar több mint 80%-át átfogó) lapos szakasz (plató) van, az Üh-23 (2. ábra, b); platókora 392,3±1,4 millió év.

Az Üh-22A és az Üh-22B minta Rb-Sr izotópadatát a 3. táblázatban mutatjuk be. A minták mindkét ásvány-izokrónjára (3. ábra, a, b) az elemzési pontok nagy szórása jellemző. Bár az izokrónok egyenesen futnak át a biotit-pontokon, a többi ásvány nem esik ezekre az egyenesekre. A pontok jelei 3-5-szörte nagyobbak, mint az elemzési hibák, így egyes pontok esetében az eltérés az izokrónról 10-30-szor nagyobb a hibánál. Az Üh-22A minta esetében az izokrón Rb-Sr kor 317,6±1,1 millió év, és a négyzetes középhiba 1014. Az Üh-22B esetében az ásványizokrón 319,5±1,8 millió éves Rb-Sr kort ad (a négyzetes középhiba 82). Megjegyezzük, hogy bizonytalansági tartományon belül ez a két kor nem különbözik egymástól. Az elemzési pontok szóródásában nem figyelhető meg valamilyen egyszerű szabályszerűség.

A teljeskörzet-mintákra kapott Rb-Sr izotópadatokat a 4. táblázatban és a 3. ábra, c izokrónogramján mutatjuk be. Az elemzési pontok eloszlása túl bonyolult ahhoz, hogy az egész sorozatot egyazon közös vonallal írjuk le. A pontoknak legalább három csoportja különíthető el, a

2. táblázat. A Mórággyi Gránit amfiboljának lépcsős hevítéssel kapott ⁴⁰Ar-³⁹Ar adatai

Lépcső	T °C	AGE, Ma ± 2σ	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ± 2σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar ± 2σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar ± 2σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar ± 2σ	Halmazott ³⁹ Ar, %
Granodiorit Üh-18 (38,3-39,2 m)							
1	550	443,5 ± 58,2	52,0 ± 7,7	0,835 ± 0,030	8,40 ± 0,39	0,472 ± 0,028	2,9
2	700	236,2 ± 35,9	26,1 ± 4,2	0,308 ± 0,011	1,63 ± 0,29	0,603 ± 0,017	6,7
3	820	389,3 ± 4,7	44,9 ± 0,6	0,634 ± 0,003	14,9 ± 0,1	0,086 ± 0,002	44,3
4	950	370,0 ± 2,4	42,5 ± 0,3	0,625 ± 0,002	14,5 ± 0,1	0,045 ± 0,001	92,3
5	1150	335,9 ± 13,2	38,2 ± 1,6	0,763 ± 0,013	15,2 ± 0,1	0,364 ± 0,006	100
Granodiorit Üh-23 (299,1-299,5 m)							
1	500	345,7 ± 21,5	39,4 ± 2,7	0,497 ± 0,023	13,3 ± 0,5	0,850 ± 0,033	2,17
2	600	285,0 ± 16,5	31,9 ± 2,0	0,233 ± 0,010	3,31 ± 0,10	0,408 ± 0,008	4,85
3	700	399,3 ± 6,1	46,2 ± 0,8	0,432 ± 0,006	7,27 ± 0,05	0,251 ± 0,003	10,1
4	790	391,3 ± 2,4	45,1 ± 0,3	0,696 ± 0,002	13,5 ± 0,03	0,042 ± 0,001	36,8
5	860	392,2 ± 2,2	45,3 ± 0,2	0,693 ± 0,002	13,2 ± 0,02	0,019 ± 0,001	68,6
6	970	394,1 ± 3,2	45,5 ± 0,4	0,692 ± 0,002	13,2 ± 0,02	0,049 ± 0,001	92,7
7	1100	349,7 ± 4,2	39,9 ± 0,5	0,645 ± 0,002	12,5 ± 0,03	0,173 ± 0,002	100
Monzodiorit Üh-27 (309,7-310,6 m)							
1	600	322 ± 12	37,6 ± 1,6	0,256 ± 0,014	0,200 ± 0,417	0,116 ± 0,005	12,5
2	770	360,8 ± 9,5	42,5 ± 1,2	0,242 ± 0,005	0,084 ± 0,175	0,079 ± 0,004	23,1
3	900	385,2 ± 5,3	45,7 ± 0,7	0,867 ± 0,002	0,017 ± 0,035	0,026 ± 0,002	76,9
4	1030	388,2 ± 5,3	46,1 ± 0,7	1,050 ± 0,004	0,047 ± 0,099	0,038 ± 0,002	96,3
5	1200	277,0 ± 14,8	31,9 ± 1,8	1,120 ± 0,011	0,273 ± 0,570	0,367 ± 0,007	100
Granodiorit Üh-31A (18,6-20,4 m)							
1	500	522,2 ± 29,2	63,8 ± 4,1	0,453 ± 0,045	2,60 ± 0,10	0,711 ± 0,017	3,09
2	650	494,1 ± 5,5	59,9 ± 0,7	0,115 ± 0,003	0,451 ± 0,066	0,225 ± 0,002	12,2
3	770	411,5 ± 17,1	48,7 ± 2,2	0,361 ± 0,010	7,77 ± 0,09	0,335 ± 0,008	19,0
4	850	352,0 ± 2,0	41,0 ± 0,1	0,579 ± 0,003	15,8 ± 0,1	0,081 ± 0,001	74,8
5	920	356,8 ± 6,1	41,6 ± 0,8	0,606 ± 0,004	15,6 ± 0,1	0,247 ± 0,003	88,6
6	1000	429,3 ± 16,1	51,1 ± 2,1	0,726 ± 0,010	21,4 ± 0,2	0,324 ± 0,008	98,6
7	1150	2458 ± 100	552 ± 41	2,20 ± 0,14	2,79 ± 0,77	8,61 ± 0,40	100

3. táblázat. A Mórággyi Gránit ásványfrakcióinak Rb-Sr izotópadatai

Minta	Összetétel	Rb (ng/g)	Sr (ng/g)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ
Üh-22A	apatit	1,16	525,00	0,0064	0,0024	0,706976	0,00002
	plagioklász	21,7	1264,00	0,0496	0,0020	0,707932	0,000018
	titanit	3,69	104,00	0,1024	0,0055	0,707997	0,000035
	kálföldpát	231,00	1105,00	0,6047	0,0019	0,709745	0,000023
	amfibol	140,00	244,00	1,6620	0,0043	0,715590	0,000030
biotit	615,00	7,99	222,78	0,54	1,71425	0,00027	
Üh-22B	titanit	4,53	94,80	0,1384	0,0071	0,707869	0,000028
	amfibol	34,80	214,00	0,4710	0,0056	0,709749	0,000034
	biotit	605,00	8,86	197,53	0,48	1,60556	0,00051

megfelelő vonalakkal. Az egyik az, amely a kisméretű minták milonitjaiból áll; ez a csoport egy 321±22 millió éves (négyzetes középhibája 85) izokrón mentén nyúlik el. Egy másik csoportba tartozik csaknem valamennyi granodioritminta; a pontok az előzőek fölött, egy 292±25 millió éves (négyzetes középhibája 8,6) izokrón mentén szóródnak, közel párhuzamosan a milonitokéval. Végül a harmadik, többé-kevésbé nyilvánvaló csoport monzodioritokból és három granodioritból áll, amelyek nem illeszkednek az előbbiekhöz; izokrónjuk (479±55 millió év, négyzetes középhiba 100) meredekebb a milonit- és a granodioritvonalhoz képest. Elemzési hibájuk figyelembevételével az első két kor nem különbözik egymástól.

4. táblázat. A Mórággyi Gránit teljesközet-mintáinak Rb-Sr izotópadatai

Minta	Mélység (m)	Összetétel	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ
Közepes súlyú teljesközetminták								
Üh-4A	237,8–237,8	monzodiorit	177	432	1,184	0,003	0,713621	0,000011
Üh-4B	252,4–252,6	monzodiorit	194	568	0,988	0,004	0,712611	0,000015
Üh-22A	395,1–395,3	monzodiorit	204	785	0,753	0,003	0,710610	0,000016
Üh-22B	465,7–466,0	monzodiorit	190	856	0,642	0,013	0,710212	0,000013
Üh-2A	157,4–157,7	granodiorit	219	493	1,285	0,003	0,714521	0,000012
Üh-2B	246,5–246,7	granodiorit	192	478	1,165	0,003	0,714367	0,000014
Üh-2C	268,8–269,1	granodiorit	180	455	1,149	0,005	0,714223	0,000018
Üh-23A	178,4–148,6	granodiorit	206	454	1,314	0,004	0,714685	0,000014
Üh-23B	206,6–206,9	granodiorit	189	517	1,058	0,003	0,713741	0,000012
Üh-23C	299,5–299,7	granodiorit	188	474	1,147	0,003	0,714339	0,000014
Nagy súlyú teljesközetminták								
Üh-18	38,3–39,2	granodiorit	229	384	1,727	0,005	0,716783	0,000015
Üh-18A	48,3–49,0	granodiorit	199	395	1,455	0,005	0,715666	0,000019
Üh-23	299,1–299,5	granodiorit	197	497	1,148	0,004	0,714362	0,000017
Üh-27	309,7–310,6	monzodiorit	227	547	1,203	0,004	0,713775	0,000015
Üh-31A	18,6–20,4	granodiorit	213	387	1,593	0,005	0,716167	0,000015
Kis súlyú teljesközetminták								
Üh-25A	106,8	aplit	202	218	2,682	0,001	0,719236	0,000063
Üh-25B	108,2	mylonit	104	342	0,881	0,001	0,712370	0,000030
Üh-25C	130,9	mylonit	223	613	1,053	0,001	0,713042	0,000042
Üh-26A	105,1	mylonit	184	156	3,417	0,002	0,724111	0,000115
Üh-26B	125,6	mylonit	222	370	1,733	0,001	0,716808	0,000057
Üh-26C	161,6	mylonit	269	406	1,915	0,001	0,717144	0,000057
Üh-29A	100,2	mylonit	341	341	2,892	0,001	0,721320	0,000076
Üh-29B	137,2	mylonit	183	338	1,564	0,001	0,715476	0,000050

5. táblázat. A Mórággyi Gránit földpátjainak ólomizotóp-összetétele

Minta	Mélység (m)	Közet	Ásvány	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Üh-18	38,3–39,2	granodiorit	kálföldpát	18,118	15,615	38,196
			plagioklász	18,281	15,620	38,361
Üh-18A	48,3–49,0	granodiorit	kálföldpát	18,117	15,616	38,204
			plagioklász	18,263	15,611	38,315
Üh-23	299,1–299,5	granodiorit	kálföldpát	18,115	15,613	38,186
			plagioklász	18,151	15,611	38,209
Üh-27	309,7–310,6	monzodiorit	kálföldpát	18,087	15,607	38,159
			plagioklász	18,301	15,618	38,456
Üh-31A	18,6–20,4	granodiorit	kálföldpát	18,106	15,607	38,162

A bemutatott izotóphányadok analitikai hibája 0,03%-nál (2) kisebb. Ezt az SRM-981 izotópszenderd ismételt mérésével határoztuk meg, amelyen ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16,9406, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,4988, and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36,7224 értékeket kaptunk.

A közönséges ólom izotóppozsételét (5. táblázat) öt nagysúlyú minta földpátjából határoztuk meg. Az adatokat valamennyi mintából mind plagioklászra, mind kálföldpátra kaptuk, kivéve az Üh-31A mintát, amelynek csak kálföldpátját elemeztük. Az egyazon minta földpátjaira kapott ólomizotóp-összetételek szisztematikusan eltérnek egymástól. A ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb és ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb hányadok rendszeresen kisebbek a kálföldpátokban, mint a plagioklászokban. Abból kiindulva, hogy ez az izotóppozsételében mutatózó eltérés esetleg a plagioklászok másodlagos elváltozásából származhat, ahhoz, hogy az U-Pb cirkonadatokat a közönséges ólom jelenlétét figyelembe vevő módon korrigáljuk, a kálföldpátokból kapott adatokat használtuk.

6. táblázat. A Mórógyi Gránit cirkonjának U-Pb izotópadatai

Frakció ¹⁾ No.	Frakció tömege, mg	Pb, ppm	U, ppm	Mért hányad ²⁾			Atomhányad ³⁾				Rho ⁴⁾ / ²³⁵ U	Kor, M év ⁵⁾	
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±2σ, %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±2σ, %		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*
Granodiorit Üh-18 (38,3-39,2 m)													
1	2,1	37,7	619,0	234	8,5931	3,5708	0,3457	0,7	0,04659	0,7	0,54	301	294
2	1,2	81,1	1340,7	210	8,0886	3,2912	0,3332	0,7	0,04481	0,7	0,55	292	283
3	1,6	97,9	1614,5	196	7,7445	3,0800	0,3291	0,7	0,04380	0,7	0,53	289	276
Granodiorit Üh-18A (48,3-49,0 m)													
1	4,05	43,3	794,0	481	11,968	5,3408	0,3507	1,0	0,04791	0,5	0,48	305	302
2	5,4	73,2	1353,5	505	12,145	5,3827	0,3508	0,5	0,04771	0,5	0,86	305	300
3	4,05	30,1	557,0	488	11,908	5,2264	0,3523	0,5	0,04734	0,5	0,8	306	298
4	4,75	80,3	1533,6	571	12,639	5,4122	0,3432	0,5	0,04655	0,5	0,93	300	293
Granodiorit Üh-23 (299,1-299,5 m)													
1L	3,55	35,0	387,5	235	8,4751	3,4883	0,5292	1,1	0,06871	1,1	0,78	431	428
1R	3,55	65,9	1107,4	238	8,5558	3,5215	0,3478	1,0	0,04544	1,0	0,81	303	286
2	2,6	45,1	722,3	168	7,0654	2,7527	0,3215	1,1	0,04280	1,1	0,94	283	270
3	2,6	55,8	1103,3	421	11,321	4,6563	0,3181	0,5	0,04307	0,5	0,74	280	272
4	2,9	85,2	1651,0	421	11,337	4,6641	0,3239	1,0	0,04397	1,0	0,49	285	277
Monzodiorit Üh-27 (309,7-310,6 m)													
1	0,6	50,2	694,5	1694	15,743	4,6094	0,4909	1,0	0,06486	0,9	0,95	406	405
2	1,2	87,9	1476,1	1948	16,286	3,6029	0,3801	0,5	0,05116	0,5	0,86	327	322
3	1,25	83,0	1420,1	1178	15,056	3,7531	0,3732	0,5	0,05012	0,5	0,79	322	315
Granodiorit Üh-31A (18,6-20,4 m)													
1L	2,55	21,1	396,1	4671	17,647	8,6127	0,3882	0,5	0,05260	0,5	0,74	333	330
2L	2,95	34,0	668,9	3166	17,226	8,8082	0,3694	0,5	0,05014	0,5	0,69	319	315
1R	2,55	42,6	825,8	4271	17,563	8,5805	0,3754	0,5	0,05088	0,5	0,87	324	320
2R	2,95	24,8	489,4	3326	17,295	8,8051	0,3684	0,5	0,05001	0,5	0,79	318	315

¹⁾ Szelektív kioldás esetén L = oldat, R = oldási maradék.

²⁾ Minden izotóphányadot üres mintára (Pb = 80 pg és U = 20 pg) és atomtömegegységként 0,12±0,04% tömegdiszkriminációra korrigáltunk.

³⁾ A közönséges ólomra korrigált értékek, minden egyes mintát a megfelelő káliföldpátkban mért értékre (5. táblázat) korrigáltunk.

⁴⁾ Rho = A ²⁰⁷Pb*/²³⁵U és ²⁰⁶Pb*/²³⁸U hányadra kapott hibák korrelációs együtthatója.

⁵⁾ A korokat a nemzetközileg elfogadott ²³⁸U/²³⁵U=137,88 állandókkal számítottuk.

Az U-Pb cirkonadatokat a 6. táblázatban láthatjuk. Minden egyes mintából legalább két cirkonfrakciót vizsgáltunk. Valamennyi adatot a közönséges ólom káliföldpátkból kapott izotóppösszetételével korrigáltuk. Ez különösen fontos volt a kis ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb hányaddal rendelkező minták esetében, amely igen magas közönséges-ólom-tartalomnál jellemző.

Üh-18 minta (4. ábra, a). A három cirkonpont egyformán diszkordáns és messze esik a diszkordia felső metszéspontjától és a 323±180 millió évnél lévő konkordiától. Bár a diszkordia négyzetes középhibája (2,2) elfogadhatónak látszik, a kor igen kevésbé tűnik valószínűnek.

Üh-18A minta (4. ábra, b). A négy cirkonpont nem esik semmiféle közös vonalra, és egyformán diszkordáns. Nincs lehetőség kormeghatározásra.

Üh-23 minta (4. ábra, c). Négy különböző cirkonfrakciót elemeztünk. Az első frakciót frakcionális kioldással kezeltük. Az 1. cirkonfrakció oldási maradéka és a minta egyéb cirkonjai egy 280 millió év körüli konkordiapont környékén csoportosulnak, s mind diszkordáns. Az 1. cirkonfrakció kilúgozott része közel konkordáns a 428-431 millió éves szint környékén. Közös vonal vagy kormeghatározás nem lehetséges.

Üh-27 minta (4. ábra, d). Három elemzett cirkonfrakció egy elfogadható diszkordia mentén húzódik, felső met-

széspontja 409±88 millió év körül van (négyzetes középhibája 2,8). Az 1. cirkonfrakció kiválóan konkordáns, kora 405±4 millió év.

Üh-31A minta (4. ábra, e). Csak két frakciót elemeztünk, mindkettőt frakcionális kioldással. Nem meglepő, hogy a négy eredménypont tökéletesen illeszkedik a diszkordia felső metszéspontja 360±31 millió évnél van.

A két leginkább konkordáns cirkonpont — az Üh-27-1 és az Üh-23-1L — lehetővé teszi egy új diszkordia megszerkesztését. Ennek alsó metszéspontja 402±13, a felső 675±290 millió évnél van.

Értékelés

A mórógyi granitoidok lefolytatott vizsgálatának eredményeképpen több különböző izotópkort kaptunk. Ez arra mutat, hogy a kőzetek bonyolult fejlődésmenten estek át, ami viszont szükségessé teszi, hogy értelmezzük a kapott adatok jelentését. Az értékelés során azt az egyszerű elvet követjük, hogy a granitoidokban lévő izotóprendszerek (K-Ar, Rb-Sr és U-Pb) több elkülönülő eseményt rögzítenek, amelyek e következők lehetnek: a gránitmagma benyomulása és kristályosodása, a kőzetek későbbi deformációja, végül a kitakaródás.

A benyomulás kora

Egyszerű logikát követve arra a felismerésre juthatunk, hogy a benyomulás kora nem lehet kisebb, mint az izotópkorok legidősebbike. Adatsorunkban a legidősebbek a következő korok: az Üh–27 minta 1. és az Üh–23 minta 1L cirkonfrakciója, több, monzodioritból és granoditból vett teljesközetmintán kapott Rb–Sr kor, végül az Üh–23 minta amfibolján kapott ^{40}Ar – ^{39}Ar platókor. Ezek az izotópkorok egymástól nemcsak értékeikben, hanem megbízhatóságukban is különböznek.

E csoporton belül a legfiatalabb az amfibol platókora, ez bizonyára a gránit lehűlését tükrözi az amfibolokban lévő K–Ar rendszer záródási hőmérséklete alá. Az amfibolokban lévő K–Ar rendszer záródási hőmérséklete elég alacsony, és a lehűlési sebességtől függ (DODSON 1973). Mindenképpen a gránitszolidusz alatt van (HARRISON 1981). Ezért a platókor csak abban az esetben jelezheti a benyomulás korát, ha a pluton lehűlése gyors volt.

A cirkonban lévő U–Pb rendszer záródási hőmérséklete sokkal magasabb, mint az amfibolokban lévő K–Ar rendszeré, jóval a gránitlikvidusz fölé esik (CHERNIAK, WATSON 2001). Az utóbbi, a Zr alacsony oldódási képességével a gránitmagmában (WATSON, HARRISON 1983) gyakran vezet arra, hogy átöröklött cirkonokban kortöbblet marad meg (l. pl. RODDICK, BEVIER 1995; PIDGEON et al. 1996). Ebből a szempontból a két említett U–Pb cirkonkort óvatosan kell értelmeznünk. Az Üh–27 minta cirkonja tökéletesen konkordáns az Üh–23 minta cirkonjához képest, ezért a 405 ± 4 millió éves adat reálisabbnak tűnik. Az Üh–23 cirkon idősebb kora valószínűleg átöröklött komponensek jelenlétét tükrözi. Ez a feltevés összhangban van azzal a ténnyel, hogy az Üh–23 cirkonszemcséiben nagy magok vannak.

A monzodiorit–granodiorit kevert Rb–Sr korát hibásnak véljük az alábbi indoklással. Ezt a kort egy igen széles szóródási sávval jellemezhető izokronából kaptuk, ahol az egyes pontok helyzete véletlenszerű lehet. Ha közelebbről szemügyre vesszük a diagramnak azt a részét, ahol a milonitos és a kevert vonal metszi egymást, megállapíthatjuk, hogy itt a pontok mindkét vonalhoz egyformán rosszul illeszkednek. E pontok nélkül az izokron eltűnik, s egy kétpontos vonallá alakul át, amely laposabban dől és amely jobban hasonlít a másik két teljesközet-izokronra. Ez az eset jól mutatja, hogy milyen bizonytalan eredményt adhat a „szemre való közelítés”. Egy másik megfontolás ahhoz, hogy a kevert vonalnak bármilyen korjelentőséget tulajdonítsunk, abban rejlik, hogy a kor jóval idősebb, mint a 405 ± 4 millió éves U–Pb cirkonkor, még a Rb–Sr kor nagymértékű (± 55 M éves) hibájára gyelemmel is.

Bár a cirkon magmás kristályosodása a granitoidokban viszonylag korán megy végbe a kőzetalkotó ásványokhoz képest, az U–Pb cirkonkorok általában igen közel állnak a feltételezett benyomulási korokhoz. A 405 ± 4 millió év ezért a legjobb közelítése a mórági intrúzió képződési korának. Az U–Pb kor és az Üh–23 amfibol platókorának eltérése a pluton benyomulás utáni lassú lehűlésével állhat

kapcsolatban. Az utóbbi állítás feltételes módja főleg azt tükrözi, hogy kevés az ^{40}Ar – ^{39}Ar adat.

Egy szuperponálódott esemény kora

Az a gondolat, hogy legalább egy késői, szuperponálódott esemény volt a Mórági Gránit történetében, arra a tényre támaszkodik, hogy valamennyi izotóprendszer zavart. A vizsgált cirkonok nagy része diszkordáns, és pontjaik a konkordia alatt, annak 280–330 millió éves tartományban helyezkedik el. Jelentős eltérés van az amfibol ^{40}Ar – ^{39}Ar platókora, valamint a K–Ar és Rb–Sr biotitkorok között, amely utóbbiak viszont az elemzési hibakorláton belül nem különböznek egymástól. A többi amfibol ^{40}Ar – ^{39}Ar korszpektruma arra mutat, hogy a K–Ar rendszer zavart.

A K–Ar és Rb–Sr biotitkorok jó egyezése lehetővé teszi, hogy föltételezzük: a 318–320 millió éves kor egy reális folyamatot jelez. Ez a folyamat zavarta meg mindkét izotóprendszert, s indította újra az izotópórakat. A megzavaró folyamat jellegét illetően az ásványkorokhoz igen közel álló milonitizokron ad képet. A folyamat valószínűleg a granitoidok deformációja és ezzel kapcsolatos metamorfózis volt, amely szélső esetben milonitképződésre vezetett. Feltehetőleg ugyanez a folyamat eredményezte a biotitpikkelyek meghajlását és töredezését.

Az amfibolok szakadozott ^{40}Ar – ^{39}Ar korszpektruma lehetővé teszi, hogy arra következtessünk: az ásvány K–Ar rendszerét valamilyen későbbi, kristályosodás utáni folyamat zavarta meg. Az amfibolok a másodlagos elváltozás (kloritosodás) és az átkristályosodás fokában különböznek egymástól. Mivel az Üh–23 amfibol a legkevésbé átkristályosodott, bár közepesen kloritosodott, a legnyilvánvalóbb következtetés az, hogy a zavart az átkristályosodás okozta. A granitoidok átkristályosodása és deformációja között nincs egyértelmű kapcsolat, azonban ilyen kapcsolat feltételezése a legjobb magyarázatnak tűnik.

A vizsgált cirkonfrakciók döntő többségének konkordia alatti helyzete arra mutat, hogy a kristályosodás után a radiogén ólom mennyisége és emiatt a Pb/U hányad is lecsökkent. Az ilyen folyamatot többnyire metamorfózis vagy kitakaródás következményének tekintik. Az ilyen egyszerű, kéteseményes fejlődésben a pontoknak egy közös vonalra kellene esniük, amelynek felső metszéspontja 405, az alsó pedig 320 millió év körül van. A valóságban azonban nem ez a helyzet: a pontok többsége 320 millió év alá esik. Ezért a radiogén ólom mennyiségében fellépő csökkenés jelentős részét kitakaródás és nem metamorfózis következményének kellene tekintenünk. A korszerű Pb-vesztés modellben azt tételezik föl, hogy az U és Th radioaktív bomlásának hatására fellépő kristályrácshibák felhalmozódása szükséges ahhoz, hogy a cirkonból a Pb normál földkéregbeli viszonyok mellett távozzon el (MEZGER, KROGSTADT 1997). Emellett BORIANI, VILLA (1995) feltételezte, hogy a cirkon meglágyulását magas hőmérséklet idézi elő, ezért Pb-vesztés tételezhető fel metamorf folyamatok során is. A két modell összevonásával arra juthatunk, hogy a Pb meny-

nyisége a kitakaródás során csak akkor csökkenhetett, ha elég idő telt el ahhoz, hogy a rácshibák felhalmozódhasanak. További következtetés, hogy a TIMS (hőionizációs tömegspektrometria = Thermal Ionisation Mass Spectrometry) elemzéssel kimutatott ősi alsó metszéspontok inkább két cirkonpopuláció keveredésére, mintsem átható Pb-vesztésre mutatnak (CONNELY 2000).

Mindezt figyelembe véve a 318-320 millió éves korról föltételezhető, hogy az a granitoidok deformáció által kiváltott metamorfózisaként fellépő szuperonálódott eseményt jelzi. Nehéz olyan valószínű folyamatokat értékelni, amelyek a metamorfózis előtt mentek végbe. Erősen valószínű, hogy 405±4 és 318-320 millió év között valóban voltak további események is, azonban ezek nyomát az izotóprendszerben eltörölte az utolsó metamorfózis.

Összkép

Az értékelt izotóperedmények keretében a Mórággy Gránitra az alábbi fejlődésment vázolható föl. A Mórággy Gránit 405±4 millió évvel ezelőtt keletkezett olyan gránitmagmából, amely a forrásából származó vagy a felemelkedési útvonalon a földkéreg anyagából magába szedett idősebb cirkonokat örökölt át. Benyomulása után a pluton lassan hűlt le, s ennek során az amfibol K-Ar izotóprendszer kb. tíz millió évvel később, 392±2 millió év körül záródott be. Több mint 70 millió évvel később — 318-320 millió év körül — a granitoidokat deformáció érte, amely a kőzetek metamorf átkristályosodására és elváltozására vezetett. Ennek során a kőzetekben és ásványokban lévő K-Ar, Rb-Sr és U-Pb izotóprendszer különböző fokú zavarokat szenvedtek el. A zavartság foka attól függött, milyen közel voltak a deformáció feloldódási övei, ahol a granitoidok milonitokká alakultak. A milonitos övekben minden korábbi izotópinformáció törlődött, nemcsak a kőzetek feloldódása, hanem mozgékony fluidummal fellépő kölcsönhatás következtében. A granitoidokkal kölcsönhatásba lépő mozgékony fluidum feltételezése erősen hipotetikus, azonban e nélkül — „száraz” körülményekre — igen nehéz lenne megmagyarázni, hogyan került a milonitok ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ hányada közel az egyensúlyi értékhez. A mórággyi grani-

toidok izotóprendszerében rögzített utolsó — az izotópgeológusok szemszögéből nézve a leginkább spekulatív, de azért eléggé nyilvánvaló — esemény a kőzetek kitakaródása lehetett. Ez az utolsó esemény vezetett arra, hogy a cirkon kristályrácshibáiból, amelyek a felsőkéreg viszonyai közegette fellépő hőmérsékletcsökkenés során kezdtek kialakulni, Pb távozhatott el.

Következtetések

A mórággyi granitoidok alábbi fejlődésmentét tételezzük föl:

- 405±4 M év: magma benyomulása és kristályosodása;
- 390-395 M év: lehűlés az amfibol K-Ar rendszerének záródási hőmérsékletére;
- 318-320 M év: a granitoidok deformációja és metamorf elváltozása;
- földtörténeti közelmúlt — a granitoidok kitakaródása a felszínen.

A felvázolt időrendi modell látszólagos egyszerűsége ellenére nem minden eleme támasztható alá egyformán. A granitoidok benyomulási és lehűlési korát mindössze két különböző mintára kapott két kor alapján határoztuk meg. Ahhoz, hogy e következtetés megbízhatóságát javítsuk, szükséges volna a cirkonokat tovább vizsgálni, ez a kristályosodási kor megállapításának egyetlen útja. Szélesíteni kellene az amfibolok K-Ar rendszerének tanulmányozását, ez ígér eredményt a granitoidok lehűlésének megismerésében.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők hálás köszönetüket fejezik ki Tamara Bajánovának (OTA, Kolai Tudományos Központ, Apatitü) az U-Pb és Viktor Ponomarczuknak (OTA, Szipériai Tagozat, Novoszibirszk) az ^{40}Ar - ^{39}Ar elemzési lefolytatásához rendelkezésre bocsátott vizsgálati eszközökért.

Utószó

A cikkben közölt eredményekből az a következtetés adódik, hogy a Mórággyi Gránit pre-variszkuszi korú, ami ellentétben áll az utóbbi évtizedekben hazai és külföldi kiadványokban megjelent felfogással, de összecseng számos korábbi véleményel.

Dr. F. Finger professzor (Salzburgi Egyetem) lektori véleménye szerint, amelyet Dr. R. Handler és Dr. A. Gerdes urakkal (Salzburgi Egyetem) is egyeztetett, a cirkonok kormeghatározása túlhaladott módszerrel (sokszemcsés frakciókon) történt, s az amfibolokból az Ar-Ar korok meghatározása során a hevítési lépcsők száma nem volt elég ahhoz, hogy bizonyítsák: az argontöbblet valóban idősebb kort jelez. A kapott adatok ellentmondanak KLÖTZLI et al., U és mások adatainak arról, hogy a Mórággyi Gránit variszkuszi korú. Végezetül a lektor a következőket írta: „nem mondhatom biztosan, hogy Satagin et al. eredményei nem pontosak, de egyelőre óvatosságot javasolnék a nyilvánosságra hozatalukkal”.

A szerzők szerint viszont egy módszer eredményei nem ítéletők meg azon az alapon, elég modern-e az illető módszer. Sokszemcsés cirkonfrakciókon világszerte nagyszámú koradatot kaptak és kapnak ma is, amelyek más módszerek

adataival jó összhangban vannak. A szerzők „variszkuszi” koradatai kivétel nélkül diszkordánsak, azaz nem az eredeti kort tükrözik, két konkordáns koradatuk azonban biztosan pre-variszkuszi. A „pre-variszkuszi” kor konkordanciáját és a „variszkuszi” korok világos diszkordanciáját a lektor figyelmen kívül hagyja. A KLÖTZLI et al. (2004) által használt cirkon-elpárologtatás és ionos-mikroszondás vizsgálat jóval kevésbé informatív, mint a szokványos U–Pb módszer, mivel nem ad lehetőséget arra, hogy értékeljék az U–Pb rendszer nyitottságát-zártságát. A szerzők véleménye szerint az Ar–Ar korok meghatározásával kapcsolatban a lektor által mondottak minden alapot nélkülöznek.

A fentiek olyan véleménykülönbséget tükröznek már a módszereket illetően is, hogy nyilvánvaló: további vitákra és vizsgálatokra van szükség. Ezeket a cikk ösztönözheti, ezért a Szerkesztőbizottság annak közlése mellett foglalt állást.