

INTERPRETATION OF GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALIES IN AREAS OF COMPLICATED TECTONICS (THE VELENCE HILLS)

Anna PINTÉR*

The Velence hills are surrounded by a plain covered by young Neogene (Pannonian) formations. The limited number of borehole data give insufficient information for a detailed knowledge of the deep structure. The paper presents experiments to delineate the most important deep structural elements, starting out from different versions of gravity and magnetic maps. A sketch map is given summarizing the results which is thought to be useful for further geophysical and drilling research. The methodological considerations concerning the gravity and magnetic methods could also be useful in interpreting the gravity and magnetic anomalies of similarly covered regions.

d: gravity interpretation, magnetic interpretation, filtering, analytical downward continuation, Velence hills (Hungary)

1. Introduction

*1.1 Geological outline***

The Velence granite hills are situated at the centre of a region of about 1500 km², between Budapest and Lake Balaton. The Velence hills are strongly eroded, weathered, emerge from their surroundings by some 100 m only; from the W-NW they are bordered by the mainly Mesozoic—Carboniferous Bakony and Vértes Mts. and by the Buda hills (eastern part of the Transdanubian Central Range) (*Fig. 1*). The Velence hills—Balatonfő region belongs to the SE flank of the Transdanubian Central Range, the region is divided into two geologically different parts by the structural zone across Polgárdi and Velence Lake. In the northern part the basement of the thick upper Permian-Mesozoic group of formations consists of Palaeozoic rocks, these appear on the surface and mainly under Neogene sediments. The formations embedded in the intricate nappe structures contain the most complete Palaeozoic series of the Transdanubian Central Range:

Ordovician	quartz phyllite;
Silurian	schist, foliated siltstone, foliated sandstone, lydite, metamorphized acidic volcanites;
Devonian	schist, foliated siltstone, crystalline limestone, diabase;
Lower Carboniferous	limestone, schist, foliated sandstone;
Upper Carboniferous	sandstone, conglomerate.

* Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, POB 35. Budapest, H—1440

** The geological outline was written by I. Horváth of the Hungarian Geological Survey, POB 106. Budapest, H—1442

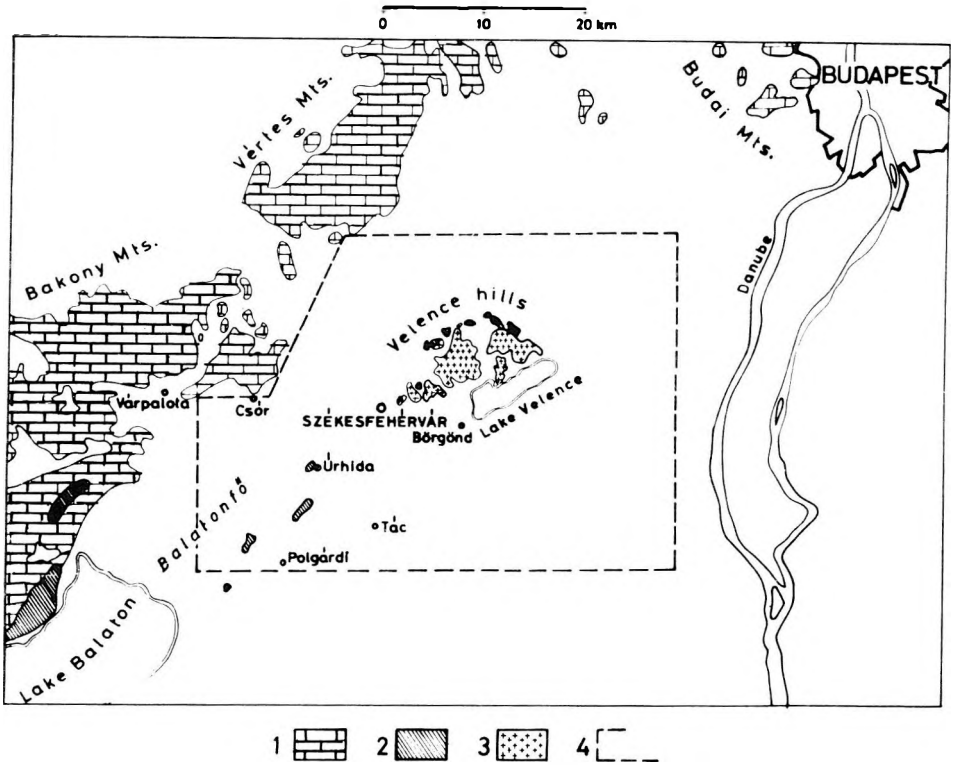


Fig. 1. Study site and the surrounding area

1 — Mesozoic carbonate rocks on the surface; 2 — different Palaeozoic metamorphic rocks on the surface; 3 — granite on the surface; 4 — the Velence hills study site

1. ábra. A kutatási terület és tágabb környezete

1 — mezozoos karbonatos kőzetek a felszínen; 2 — különböző paleozoos metamorf kőzetek a felszínen; 3 — gránit a felszínen; 4 — a Velencei-hegységi kutatási terület

Рис. 1. Район исследования и широкая окрестность его

1 — мезозойские карбонатные породы выходят на дневную поверхность; 2 — различные палеозойские породы выходят на поверхность; 3 — гранит на поверхности; 4 — район исследования в горах Веленце

The Ordovician—lower Carboniferous formations evidently underwent epi- and anchimetamorphism. The upper Carboniferous formations of local extension are not metamorphic, the upper Carboniferous granite of the Velence hills, intruded into the Silurian—Devonian formations, has a postkinematic character. At the north-western part of the region the upper Permian red sandstone and the Triassic carbonate formation overlie the Palaeozoic rocks with angular unconformity.

South of the Polgárdi—Velenca Lake line the oldest known formation is the lower Permian (?) quartz diorite found in a drilling. The upper Permian consists of predominantly lagunary—marine carbonate evaporitic formations, the Triassic consists of a carbonate formation of the Buda hills type.

In the northern part of the region, east and northwards from the Velenca hills there appear upper Eocene sediments and andesitic volcanic formations, as well as Oligocene sediments. At the western side, southwards to Úrhida we also see andesitic tuff embeddings in the Eocene sedimentary series. In the southern part of the region Eocene andesitic subvolcanic bodies appear in the upper Permian—Triassic formations. Older Neogene rocks occur only in the north-western (Várpalota—Csór) and southern (Tác—Börgönd) part of the region. In the middle zone of the territory the Pannonian layers directly overlie the Palaeogene or older formation.

1. 2 Overview of the gravity and magnetic surveys

The first country-wide gravimeter survey of Hungary (of approx. 1 station/km² density) was completed in 1955. The new geological—geophysical explorations launched in 1976 were motivated mainly by the ore-prospectivity of the region and by the fact that a large part of the area has become a fashionable holiday resort where more thermal waters were needed [PINTÉR—SZABADVÁRY 1978].

Recognition of the regularities of the major structures is greatly facilitated by gravity and magnetic surveys. The detailing of the first reconnaissance gravity survey took place in 1976—78 resulting in the present-day 10 station/km² density net. The regional gravity anomalies are presented in *Fig. 2* and *Enclosure No 1*. Besides the gravity anomalies the regional magnetic ΔZ highs are also shown. The magnetic reconnaissance survey in 1951—55 revealed a magnetic anomaly of high intensity over a large area north-east of and south of Velenca Lake, around the middle of the region (*Enclosure No. 2*). The character of the anomalies suggests that in the Velenca hills (and in their surroundings) several more extended anomalous bodies should be expected besides the high-susceptibility andesite dikes at some hundred metres depth [VASADY—KOVÁCS 1962].

2. Methodological considerations

2.1 Problems of depth estimation

As a first step in the quantitative interpretation of the gravity anomaly map we tried to establish a correlation between the depth values of the Mesozoic and Palaeozoic rocks known from drillings and the Bouguer anomaly values. In the case of a fair correlation the interpretation is quite straightforward and one can

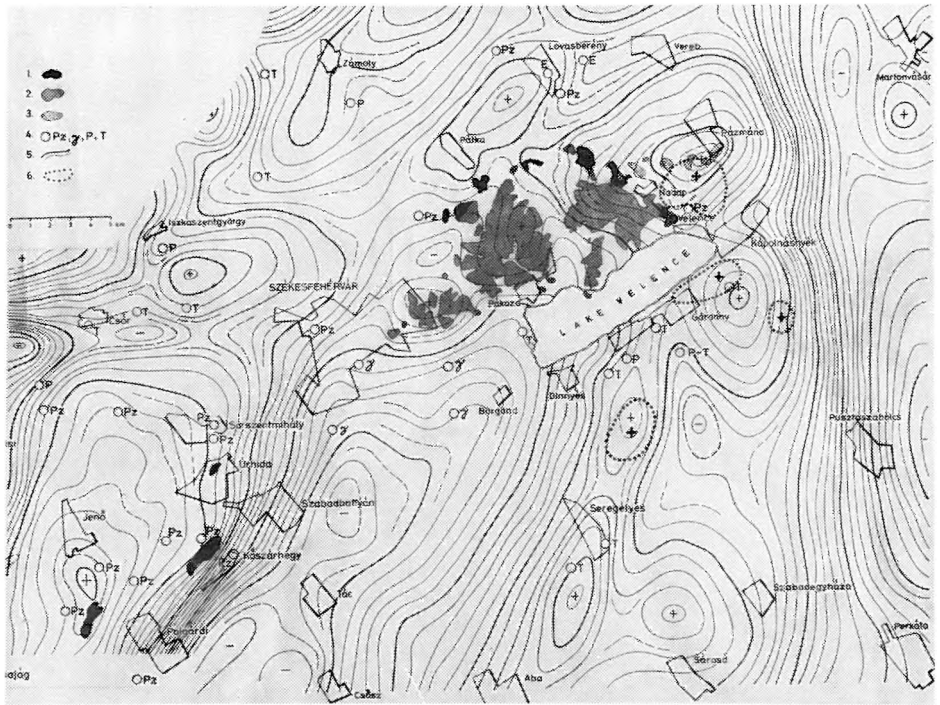


Fig. 2. The Velence hills study site with regional gravity and magnetic anomalies
 1 — Palaeozoic rocks on the surface; 2 — granite on the surface; 3 — metasediments (andesite) on the surface; 4 — basement formations hit by drillings: Palaeozoic in general (Pz), granite (γ), Permian (P), Triassic (T); 5 — regional gravity anomalies (isoline spacing 1 mgal); 6 — regional magnetic highs

2. ábra. A Velencei-hegységi kutatási terület a regionális gravitációs és földmágneses anomáliákkal

- 1 — paleozoikum a felszínen; 2 — gránit a felszínen; 3 — metaszomatit (andezit) a felszínen;
 4 — mélyfúrásban elért paleozoikum általában (Pz), gránit (γ), perm (P), triász (T);
 5 — regionális gravitációs anomáliák (értékköz 1 mgal); 6 — földmágneses ΔZ értékek regionális maximumai

Рис. 2. Район исследования в горах Веленце с региональными аномалиями силы тяжести и геомагнетизма

- 1 — палеозой на поверхности; 2 — гранит на поверхности; 3 — метасоматит (андезит) на поверхности; 4 — вскрытые в скважине палеозой (P), гранит (γ), перм (P), триас (T);
 5 — региональные аномалии силы тяжести (сечение изолиний — 1 мгл);
 6 — региональные максимумы геомагнитных значений

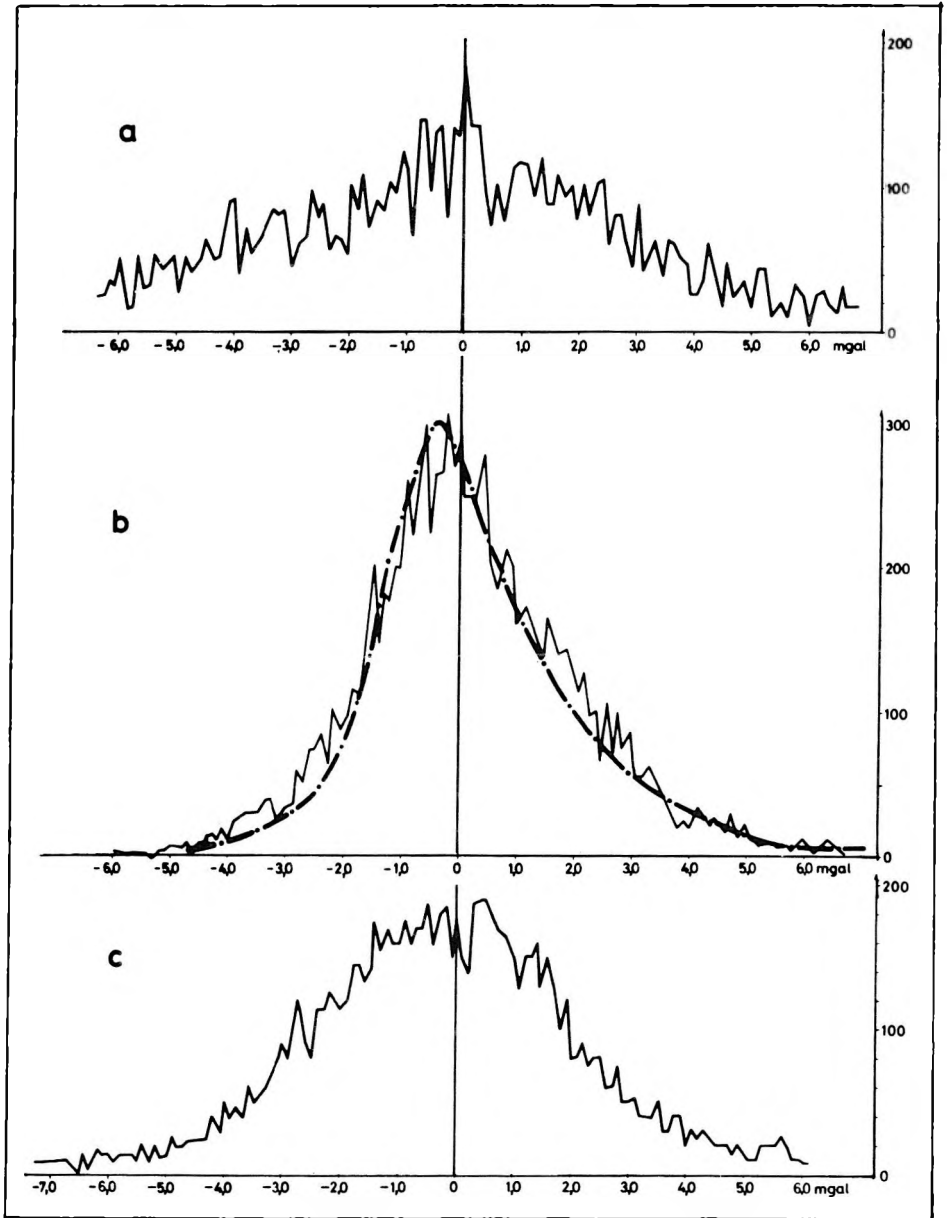
compute an approximate basement contour map from the Bouguer anomaly values [PINTÉR—STOMFAI 1974]. Such maps have frequently been computed from Bouguer anomaly- and filtered gravity maps for different regions of Hungary, and have proved to be useful for further exploration work. In the present case, however, we had to realize that the gravity anomalies do not correlate with any for the formation boundaries known from boreholes.

The surface of the older than Triassic formations varies between +220 m and -350 m, i.e. in a domain of 570 m, while for the same borehole locations the variation of the Bouguer anomalies is 23 mgal ($1 \text{ mgal} = 10^4 \text{ nms}^{-2} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$). If we assume a large density contrast, say of the order of $0.5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, between basement and overburden, a 2 mgal gravity anomaly change would correspond to every 100 m change in depth. The 570 m depth change would imply a variation in the anomaly of only 11.4 mgal, i.e. only half of the observed 23 mgal can be due to the depth changes of the basement. The rest of the anomaly is thus independent of the thickness of the roughly homogeneous Neogene formations, i.e. of the depth changes of the older formations, and should have its cause somewhere deeper than the basement. Since we have failed to transform the gravity anomaly maps into depth contour maps, we tried to base our interpretation on an individual analysis of the anomalies appearing on the various filtered maps.

2.2 Low-cut filterings

The general aim of filtering is to separate and enhance the anomalies that appear in the Bouguer anomaly map in an interwoven obscure form, in order to yield a more characteristic picture of the subsurface mass distribution. Of course, we cannot expect any single filter to produce all these required effects (discrimination, enhancement) over a relatively large, geologically complicated area. As is well known [SKEELS 1967], the choice of the filter has always been subjective. In Hungary, for example, the low- and high-cut filters defined by MESKÓ [1966, 1967] have been found fairly successful. These were the filters used for the present investigations, both for the gravity- and for the magnetic ΔZ maps, with a sampling rate of $s = 250 \text{ m}$ being a bit less than average station spacing (approx. 300 m).

The selection of the filter parameters (slope of the rejection, sampling rate) defines the character of the filtering. The steep rejection slope and a relatively low sampling rate as compared with the depth and the lateral extension of the anomalous body are advantageous for the production of second-derivative-like anomaly maps, a more gentle rejection slope and a greater sampling rate favour residual-anomaly-like maps [PINTÉR—STOMFAI 1979]. The highs and lows of the residual-anomaly-like maps can generally be brought into a fair qualitative connection with the topography of the smaller near-surface anomalous bodies. On the derivative-like maps the lows and highs refer to the edges of the anomalous bodies and they are only indirectly connected with the shape of the



anomalous bodies. Consequently, it is very important to recognize the character of the filtered map. The frequency histogram (Fig. 3) of the filtered anomalies, on the basis of 10,000 data, clearly shows the kind of map that should be expected as a result of filtering. If the filtered map has a residual-anomaly character, the anomalies will be more-or-less uniformly distributed without prominent parts in the frequency curve (Fig. 3, curve *a*). For derivative-like maps (Fig. 3, curve *b*), the frequency curve shows a sharp maximum around the zero value. (The maximum of the frequency curves is a little bit shifted toward the negative values because the measured maxima are, as a rule, relatively larger than the measured minima.) The map of the study site filtered with a low-cut filter with an $s = 250$ m sampling rate (Enclosure No. 3.) is rather derivative-like according to curve *c* of Fig. 3, consequently the zero-line of the map should be considered—with some restrictions—as a distinguished value from the point of view of geological interpretation. The filtered gravity maps were computed from the Bouguer anomaly map corrected with an average density of $\sigma = 2.0 \cdot 10^3$ kg/m³. This average density fairly well corresponds all over Hungary to the mean density of the surface- and near-surface Neogene (sandy, clayey) formations. In the area of the Velence granite hills, however, the surface density is much higher: $\sigma = 2.65 \cdot 10^3$ kg/m³. Therefore, for the area of the hills, we computed another map of low-cut filtering based on the Bouguer anomaly map corrected by $\sigma = 2.65 \cdot 10^3$ kg/m³ average density (Enclosure No. 4).

Fig. 3. Frequency distribution curves of filtered anomalies (computed from 10,000 data)

- a*) Frequency distribution for a residual anomaly-like map obtained by a filter of parameters $s = 250$ m, $\kappa = 4$;
- b*) Frequency distribution for a (second) vertical-derivative-like map obtained by a filter of parameters $s = 250$ m, $\kappa = 4$. The result-line represents the mean of several derivative-like maps from different regions;
- c*) Frequency distribution for a map of transient nature obtained by a filter of parameters $s = 250$ m; $\kappa = 4$. The map is characteristic to the surrounding area of the Velence hills

3. ábra. Szűrt anomáliák gyakorisági görbéi (10 000 adatra vonatkoztatva)

- a*) Az $s = 250$ m, $\kappa = 4$ paraméterű szűrővel készült maradék-anomália jellegű térkép gyakorisági görbéje;
- b*) Az $s = 250$ m, $\kappa = 4$ paraméterű szűrővel készült (második) vertikális derivált jellegű térkép gyakorisági görbéje. Az eredményvonal számos különböző terület derivált jellegű térképének átlagát jelzi;
- c*) Az $s = 250$ m, $\kappa = 4$ paraméterű szűrővel készült átmeneti jellegű térkép gyakorisági görbéje. A Velencei-hegység tágabb környezetére ez utóbbi jellemző

Рис. 3. Кривые частоты фильтрованных аномалий (по 10000 данным)

- a*) кривая частоты для карты типа остаточной аномалии, построенной с фильтром параметрами $s = 250$ м, $\kappa = 4$;
- b*) кривая частоты для карты характера вертикального производного, построенной с фильтром параметрами $s = 250$ м, $\kappa = 4$. Штрихпунктиром показана средняя для карт характера производного по ряду различных районов;
- c*) кривая частоты для карты переходного характера, построенной с фильтром параметрами $s = 250$ м, $\kappa = 4$. Эта карта является типичной для широкой окрестности гор Веленце

2.3 Downward continuation

Due to the extreme complexity of the territory, in addition to the low-cut and high-cut filter matrices we have also experimented with filter matrices realizing analytical downward continuation to the depths $h=s$ and $h=2s$, respectively [MESKÓ 1973] (*Enclosure No. 5*). Since we have not too much experience with analytical downward continuation, we carried out a few experiments to study the resulting filter matrices. Downward continuation matrices with different parameters were utilized, and in each case the downward continuation was carried out to several levels. The results can conveniently be compared along a profile (*Enclosure No. 5*). The basic result of this comparison, is that even though the different downward continuation matrices indicate the anomalies referring to the edges of the anomalous bodies at the same horizontal locations, they cannot be used for vertical resolution, i.e. to estimate the depth of the anomalous bodies. In the further investigations from among the downward continuation matrices only the fourth one from above has been used because of technical considerations (loss of areas at the edges of the map, representability of the anomalies).

Since the low-cut filter applied to the Bouguer anomaly map did not always enhance the smaller anomalies; the downward-continued maps were also processed by low-cut filters. From the considerable amount of different map versions only those will be dealt with which have — at least at some places — contributed to the interpretation by revealing some significant anomalies. The first downward continued map (*Enclosure No. 6*) is similar to the Bouguer anomaly map but contains much more details. The low-cut filtered version of this map was smoothed by high-cut filtering; that is, the map was band-pass filtered (*Enclosure No. 7*). The second (repeated) downward continuation further emphasizes the small-sized weaker anomalies in the deeper parts of the basin (*Enclosure No. 8*).

2.4 High-cut filterings

In order to study the large-size regional anomalous bodies we computed a regional anomaly map by high-cut filtering the Bouguer anomaly map, and superimposed on this map the regional magnetic ΔZ maxima (*Enclosure No. 1*). It should be noted that a high-cut filtering is generally nothing but a smoothing: the anomaly picture of even the simplest body is always divided by any low-cut or high-cut filter into a so-called residual and a so-called regional map. Consequently, the anomalies appearing in the regional map do not always correspond to some definite, deep (regional) anomalous body. In the attached map we cannot state with certainty whether anomalous high-density deep bodies are present unless the regional gravity anomalies coincide with regional magnetic anomalies, since generally these high-density bodies should also have high susceptibility values.

2.5. Magnetic residual anomalies

The magnetic residual anomalies (*Enclosure No. 9*) were computed only for such parts of the area where the average spacing of the points of measurement did not exceed 300 m. (The ΔZ measurements had been carried out over only about half of the Velence Lake.)

In the interpretation of magnetic maps it should be kept in mind that judging from the sporadic surface palaeomagnetic data the rocks have a significant remanent magnetization and its direction is frequently different from (or even opposite to) the induced magnetization. Sometimes the two kinds of magnetization cancel each other so that no measurable anomaly remains in spite of the high susceptibility of the rock. At certain places the remanent magnetization could even dominate, leading to a high-intensity negative anomaly. All the facts and measured data holding for the surface rocks should also hold for the deeper anomalous bodies so that any model calculations starting out solely from induced magnetization should be accepted with reservations; as a matter of fact we have been reluctant to do such computations. Except for a few small-sized andesite dikes on the area of the Velence hills, in the magnetic anomaly map of the area eastwards and southwards from the hills positive anomalies dominate. This implies that in the deep anomalous bodies, positive magnetization is dominant as the net vectorial resultant of the induced and remanent magnetizations. This fact should be utilized in the comparison with gravity anomalies. If the gravity and magnetic anomalies are possibly due to the same rock (body) then the magnetic highs should appear as shifted in the S, SE and SW directions, from the corresponding gravity highs, the magnitude of this shift being dependent on body size and on the exact direction of the magnetization [MADARASI et al. 1981].

2.6 Connection between magnetic and gravity anomalies

If we wish to pursue the connections between magnetic and gravity anomalies, it has to be assumed that the bodies causing magnetic anomalies have a smaller (greater) density than their surroundings and, consequently, they cause a local gravity minimum (maximum). As described above, the magnetic anomalies should be shifted by a certain amount N—NW—NE-wards until they coincide with either a gravity high or a gravity low [CSÖRGEI et al. 1982]. This shift, of course, is not unambiguous. If we assume that the magnetically anomalous bodies have a slightly smaller density than their immediate vicinity, i.e. they appear with local gravity lows, then after a relatively small shift in the N—NE (possibly also NW) direction the ΔZ residual anomalies would coincide with the minima of the downward continued gravity map. It should be noted that the direction and the magnitude of the shift tend to be uniform within individual clusters of anomalies. On the other hand, if we attribute the magnetic anomalies to rocks of higher density, then the magnetic highs should coincide

with gravity highs. This seems to be the case for the downward continued, band-pass filtered gravity residual anomaly map; as a matter of fact the coincidence becomes even better than before, though this is at the expense of larger shifts. It should be noted that the ΔZ maxima must be shifted in both cases to a greater extent than would have been implied by induced magnetism, and by the assumed 1000–1500 m depth of the anomalous body. This either refers to a larger depth of the anomalous body or to a remanent magnetization which strongly influences the direction of the induced magnetism. On the other hand, the coincidence of the regional magnetic and regional gravity anomalies around Pázmánd and Dinnyés is very characteristic. Besides the strikingly similar shapes of the anomalies the regional magnetic high appears in both cases as shifted southwards from the gravity high. This implies that the deep anomalous bodies have a dominantly induced magnetism. Unfortunately, the amount of the shift cannot be used to infer the exact depth of the bodies for we do not know the direction of their eventual remanent magnetization or the exact location of the extremal values of these bodies. The extension (lateral dimensions) of the high-density, high-susceptibility body cannot accurately be delineated — all we have is subjective guesswork.

The occurrence of such uncertainties (hypotheses) in the preliminary stage of exploration is almost inevitable. For a better understanding of the interconnection between gravity and magnetic anomalies more detailed measurements should be carried out over both kinds of anomalies in order to locate exactly the extremal points. (In this case, by a proper transformation of the gravity maps we could even prepare a pseudo-magnetic map that would be suitable for pointing out the actual coincidences with magnetic anomalies.)

2.7 Gravitational model computation

In the interpretation of the gravity anomalies important conclusions can be drawn from some simple model computations — even on a small pocket calculator. A simple result is shown in *Fig. 4*. It can be seen that usually the place of largest variation (the zero of the derivative of the anomaly) shows the location of the fault. Also, observe that the anomaly picture will become different if we interchange the position of the denser and the less dense rocks along the fault (*Fig. 4*, curve 3 *c* compared to 3 *a*). In nature, it is a much more frequently encountered situation that next to a very large residual gravity anomaly high we encounter a much weaker residual anomaly low (curve *a*). In such cases it is characteristic of the maximum—minimum transition that a more rapid change occurs near the maximum. However, on the nearly derivative-like filtered maps of the study site we sometime see relatively small maxima together with minima of very large magnitude. In such cases there is a high gradient near the minimum. This suggests a geological situation that could correspond to the model belonging to curve *c* of *Fig. 4*. (According to curve *c* of *Fig. 4*, the considerations concerning the derivative-like curves may be taken as approximately valid for our study site.)

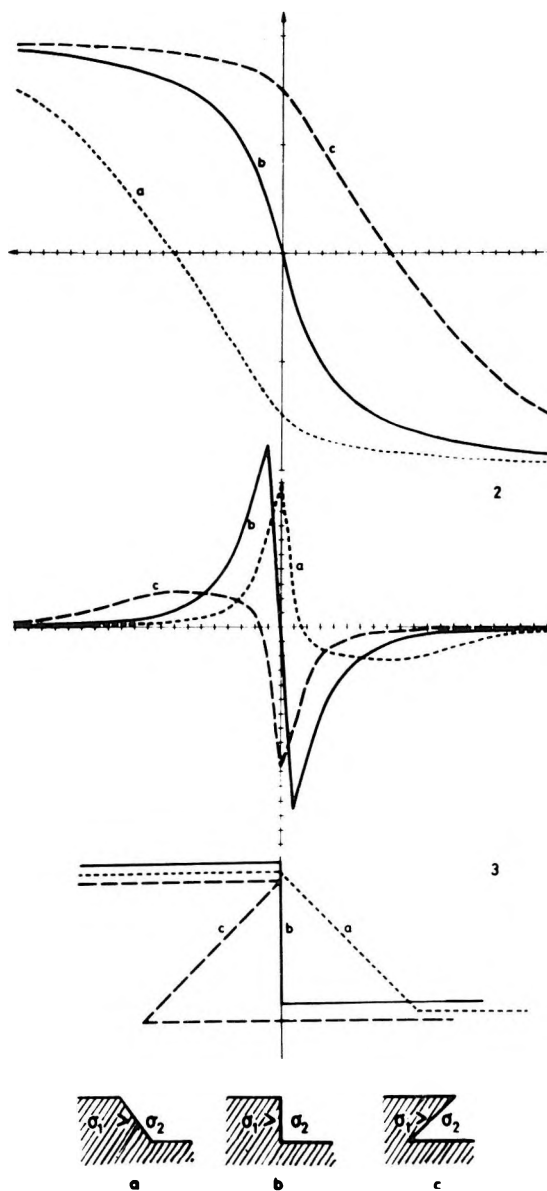


Fig. 4. Shape of Bouguer- (1) and vertical derivative (2) anomalies as function of the dip of the fault (3)

4. ábra. A Bouguer- (1) és a vertikális derivált (2) anomáliák alakja a vető dőlésszögének (3) függvényében

Рис. 4. Форма аномалий Бугэ и вертикальных производных в зависимости от угла наклона сбросов

2.8 Construction of isolines of the gravity maps

In the construction of the isolines of gravity maps — for convenience' sake — one generally connects by isolines those points which have the same integer mgal values (as, for example, e.g. 10, 11, 12 mgal), or the same half, quarter, tenth etc. mgal values (e.g. 0.25, 0.50, 0.75 mgal). This, however, is certainly not always optimal since it might occur that the anomaly would appear with a more characteristic shape for another set of isolines.

If we use a computer where a series of maps can be constructed for the different values of isolines, we might find that the shape of the anomaly is the most accurately inferred from a mosaic-like composite of the different map versions.

3. Geological conclusions

On the basis of the previously described methodological considerations we have sought for the following characteristic features on the maps:

a) are there any parallel anomaly lines that do not change their directions over longer sections (the zero lines on the residual anomaly maps)? These lines, in fact signify the approximate location of structural elements associated with density changes (faults, uplifts);

b) do we recognize characteristic (circular, elongated, annular, etc.) anomaly shapes from which we can conclude to the form and, indirectly, to the nature of the anomalous body?

c) do we see characteristic maximum—minimum transitions or minima with extremely large magnitude which reflect the mass distribution along the structural lines?

d) are there any observable orientation patterns extending over larger areas; do they change from subregion to subregion? The analysis of these patterns bears possible information on the interior structure of the basement;

e) is there any connection between magnetic and gravity anomalies, i.e. are the gravity anomalies associated with high-susceptibility volcanic rocks?

f) is there any connection between the high-density surface rocks (known from the geologic map) and the anomalies measured in their vicinity; that is, is it possible to follow the surface outcrops on the covered parts?

We attached specially selected keys to the characteristic gravity and magnetic anomalies that express their nature and at the same time refer to their possible geological meaning (*Fig. 5* and *Enclosure No. 10*, respectively). The sketch map of the results also shows the most characteristic anomaly-directions of the region, on the basis of the zero lines of the low-cut filtered anomaly maps. A part of the zero lines approximately coincide on the different maps (smaller deviations might be due to errors in rounding-off or due to the construction). Line segments that coincide on two or three maps are denoted by *solid lines*. We think that such lines occur at places where there is such a high density contrast

that it suppresses the effect of the secondary (transversal or otherwise directed) density changes. At the two sides of these lines the signs show whether the positive or the negative anomaly has the greater maximum along the zero line. (We refer once more to Fig. 4, where it is clearly seen that the zero lines are shifted depending on the nature of the structural element. The zero line runs exactly over the fault only in the case of a vertical fault.) *Thinner lines* denote those zero lines which appear on only one of the maps but either constitute a continuation of the solid lines or show a characteristic orientation within a certain subregion.

The map also calls attention to the characteristic gravity anomaly shapes, it also indicates whether they are connected to geomagnetic anomalies; characteristic magnetic residual anomalies that are not associated with gravity anomalies are also displayed. Where we have succeeded in interpreting the gravity highs as actual geological formations on the basis of borehole data or outcrops, this is duly indicated on the map.

On the basis of the characteristic features of the gravity anomalies listed above the following structural elements can be delineated in the Velence hills and in the surrounding area (these structural elements are associated with density changes at larger depths) (see Fig. 5. or Enclosure No. 10).

Anomalies referring to the structural elements of the Velence hills

The granite pluton of the Velence hills is surrounded by the semicircular minimum-zone of approx. 1 km width of the residual anomalies (*Enclosure No. 4*). This minimum zone is bounded north and north-westwards by several positive residual gravity anomalies. These partly lie in the areas of Palaeozoic schist outcrops which are older than the granite, so that it seems evident to interpret the residual anomaly highs as buried continuations of the schists. The minimum-zone is then interpreted as the tectonic contact zone between the granite and the older palaeozoic formation. The granite pluton itself is divided by several radial fractures (residual gravity anomaly lows) into roughly three parts. The Velence hills are bounded from the SE by a NE-SW-directed structural element (fault, transcurrent fault, parallel with the strike of Velence lake). This element is the most clearly recognized in the gravity anomaly map of Enclosures Nos. 3 and 6.

Anomalies referring to buried volcanic formations

On the basis of the characteristic circular or annular shape of the residual gravity anomalies, and according to the distribution of the magnetic residual anomalies, three deep volcanic formations can be assumed, viz. east from the Velence hills and south and east from the Velence lake, respectively (Enclosures Nos. 3, 6, 8 and 9). In two cases the coincidence of the regional gravity and

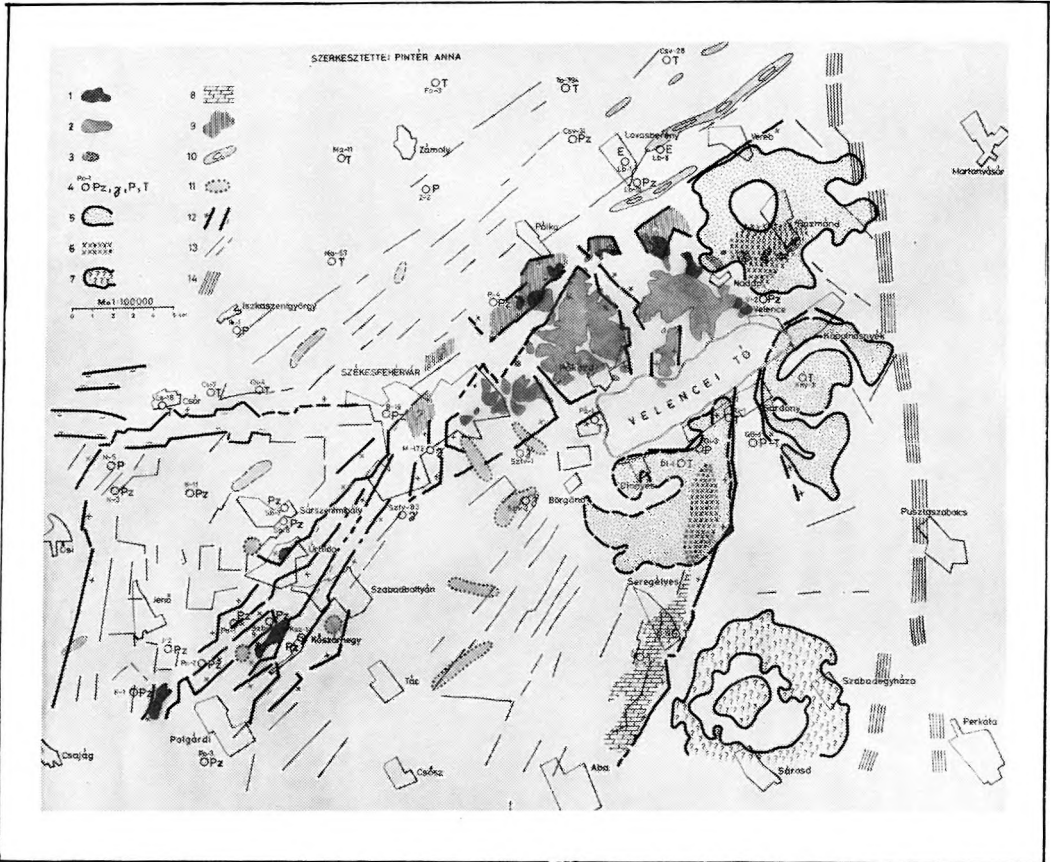


Fig. 5. Sketch map of results: geological interpretation of the gravity- and magnetic anomalies
 1 — Palaeozoic rocks on the surface; 2 — granite on the surface; 3 — metasomatite (andesite) on the surface; 4 — basement formations hit by drillings: Palaeozoic in general (Pz), granite (?), Permian (P), Triassic (T);

5 — characteristic circular residual gravity anomaly containing a dense cluster of residual magnetic anomalies in its interior: assumed deep volcanic formation;

6 — coincidence of regional gravity- and magnetic anomalies: diorite intrusion;

7 — characteristic annular gravity anomaly: unknown formation; 8 — elongated, narrow residual gravity anomaly: assumed extension of the dolomite known from the Seregélyes drillings; 9 — gravity high appearing as continuation of the Palaeozoic schist outcrops surrounding the granite pluton: deep continuation of the Palaeozoic schist; 10 — elongated residual magnetic anomaly: anomalous magnetic body connected with the directions appearing on the gravity maps;

11 — magnetic anomaly connected neither to known or assumed volcanic formations, nor to structural lines: anomalous body, possibly related to local Eocene volcanism; 12 — persistent zero line separating positive and negative residual anomalies, of high values (the sign of the larger anomaly being indicated): fault or upthrust appearing with density contrast;

13 — zero line separating positive and negative residual anomalies of low values, or not traceable over larger distances: density changes presumably related to interior basement structure;

14 — characteristic high-gradient zone: presumed deep fault

5. ábra. A gravitációs és földmágneses anomáliák földtani értelmezése

- 1 — paleozoikum a felszínen; 2 — gránit a felszínen; 3 — metasomatit a felszínen;
 4 — fúrásban elért paleozoikum általában (Pz), gránit (γ), perm (P) és triász (T) képződmény;
 5 — jellegzetes kör alakú gravitációs maradék-anomália, amelynek területén a földmágneses maradék-anomáliák sűrűsödnek: feltételezett mélybeli vulkáni képződmény; 6 — a regionális gravitációs és földmágneses anomáliák egybeesése: diorit intrúzió; 7 — jellegzetes gyűrű alakú gravitációs anomália: ismeretlen képződmény; 8 — hosszan elnyúlt, keskeny gravitációs maradék-anomália: a seregélyesi fúrásokból ismert dolomit feltételezett elterjedése;
 9 — a gránitplutont övező felszíni paleozoos palakibúvások folytatásaként látható gravitációs maximum: a paleozoos pala mélybeli folytatása; 10 — hosszan elnyúlt mágneses maradék-anomália: a gravitációs térképekben jelentkező irányokhoz kapcsolódó földmágneses ható;
 11 — az ismert (ill. feltételezett) vulkáni képződményekhez nem tartozó és nem szerkezeti vonalhoz kapcsolódó földmágneses anomália: feltételezhetően lokális eocén vulkanizmusal kapcsolatos ható; 12 — viszonylag nagy anomália-különbséggel jelentkező pozitív és negatív maradék-anomáliát elválasztó, hosszan nyomozható zérus vonal, a relative nagyobb anomáliaérték előjelének föllüntetésével: sűrűségkülönbséggel jelentkező vető vagy feltolódás;
 13 — kisebb anomália-különbségű pozitív és negatív maradék-anomáliákat elválasztó, vagy rövidebb szakaszon nyomozható zérus vonal: feltételezhetően az aljzat belső szerkezetével összefüggő sűrűségváltozás; 14 — izovonal-sűrűsödéssel (nagy gradiensekkel) jelentkező széles zóna: feltételezhető mélybeli törés

Рис. 5. Геологическая интерпретация аномалий силы тяжести и геомагнетизма

- 1 — палеозой на поверхности; 2 — гранит на поверхности; 3 — метасоматит (андезит) на поверхности; 4 — вскрытые в скважине палеозой (Pz), гранит (γ), перм (P) и триас (T);
 5 — характерная остаточная аномалия силы тяжести в форме круга: предположенная вулканическая формация на глубине; 6 — совпадение региональных гравиметрических и магнитных аномалий: диоритовая интрузия; 7 — характерная кольцеобразная аномалия силы тяжести: неизвестная формация; 8 — узкая, продленная остаточная аномалия силы тяжести: предполагаемое распространение доломита, известного по скважине ок. с. Шерегейеш; 9 — гравитационный максимум в продолжении выходов палеозойских сланцев вокруг гранитового плутона: продолжение палеозойских сланцев на глубине;
 10 — длинная остаточная геомагнитная аномалия: магнитное тело, приуроченное к проявленным на гравиметрических картах направлениям; 11 — геомагнитная аномалия, не принадлежащая к известной, или к предположенной вулканической формации, и неприуроченная к структурной линии: предполагаемое тело, связанное с местным зоновым вулканизмом; 12 — продолжительно прослеживаемая нулевая линия, разделяющая положительные и отрицательные остаточные аномалии, с указанием знака относительно высокого значения аномалии: сброс или надви, проявляющиеся с расхождением плотности; 13 — нулевая линия, прослеживаемая на коротком участке, или разделяющая положительные и отрицательные остаточные аномалии с небольшой разностью аномалий: предполагаемое изменение плотности, связанное с внутренней структурой фундамента; 14 — широкая зона с угущением изолиний (большими градиентами): предполагаемый глубинный разлом

regional magnetic anomalies and their similar shape (Fig. 2, Enclosure No. 1) refer to a deep intrusion of high density and susceptibility (Pázmánd, Dinnyés). In the case of the third annular gravity anomaly (Kápolnásnyék) even though we can detect smaller magnetic anomalies, their coincidence with the gravity anomalies is not convincing. Probably we are dealing with a strongly eroded, deep volcanic formation.

Evidence of unknown anomalous bodies

The annular formation at the south-eastern corner (Sárosd) of the sketch map of results (Fig. 5, Enclosure No. 10; see also the residual anomaly on Enclosure No. 7) is due to an unknown anomalous body. The existence of greater magnetic anomalies can surely be excluded, smaller anomalies cannot be ascertained with the currently available detail of the geophysical survey.

Anomalies showing the extension of the Seregélyes Triassic dolomite horst

Between the above-mentioned deep unknown formation and the buried volcano at Dinnyés there appears in all gravity maps (see e.g. Enclosure No. 8) a long, narrow gravity maximum of NNE strike and about 10 km length. At this location the drillings hit Triassic dolomite (Seregélyes). The asymmetrical Triassic dolomite horst of elevated position can clearly be delineated by means of the gravity map.

Anomalies referring to a deep fault

The dolomite horst of Seregélyes and the east flank of the buried volcano of Dinnyés are bounded by characteristic anomalies in all gravity maps, suggesting faults. The fault starts in a N—S direction from Velence lake, then assumes a NNE—SSW direction along the Seregélyes dolomite horst. The density of the isolines representing the fault, i.e. the magnitude of the gradient, depends on the depth of the fault as well as on the density contrast across the fault. For the fault in question, the Micoene formation overlying the down-thrown part is adjacent in the north to the Eocene volcanic material of relatively smaller density, in the south to the Triassic dolomite having a greater density contrast. Consequently, in the south (Seregélyes), the gradient is somewhat larger.

Anomalies referring to multiple faults and upthrusts

Starting out from the SW corner of the sketch map of results there appears an intricate system of anomalies of roughly NE strike on all gravity maps, suggesting faults and upthrusts (Enclosures Nos. 3, 6, 7 and 8). The present-day details (10—12 stations/km²) of the survey, however, are insufficient for their more accurate mapping.

Along this intricate structure the shallow-depth Palaeozoic block (Csajág—Jenő—Sárszentmihály—Úrhida—Kőszárhegy) of complex lithologic development, known from outcrops and drillings, abruptly terminates upon contacting the Neogene basin of unknown basement.

Minimum zones referring to upthrusts

The northern rim of the above-mentioned Palaeozoic block is terminated by an EW-directed zone appearing with a gravity low of extremely large magnitude, the zone can further be followed a long way beyond the western boundary of the map. Since this relatively narrow and long minimum zone with such an extreme magnitude is practically unrivalled in Hungary, its geologic interpretation deserves special attention. A section of this minimum zone west of Csór has proved to be a multiple upthrust according to drillings and geologic studies [KÓKAY 1968]. The repetition of minimum zones also suggests that we are facing a multiple upthrust. It is thought that the other part of the minimum zone, east of Csór, should similarly be interpreted as a zone of upthrust.

Anomalies referring to basement structure

North and westwards of the Velence hills there appear characteristically NE—SW-oriented residual gravity anomalies of relatively small amplitude. North of the buried volcano of Pázmánd the elongated magnetic residual anomaly highs (Enclosure No. 9) follow the same direction. Consequently, we have to expect that the basement also contains structural elements of this direction, with the associated magmatic formations (according to the drillings: diabase) following their direction.

South-westwards of Velence lake (between the asymmetrical Seregélyes horst and the Palaeozoic block at the western side of the map) the gravity anomalies also reveal a characteristic orientation. The roughly NNE-directed anomalies are parallel with the fault bounding from the east the Seregélyes dolomite horst. The interior structure of the western Palaeozoic block is displayed by the predominantly NS- and EW-oriented gravity anomalies. According to the regional gravity anomaly map (Fig. 2, Enclosure No. 1), the gravity anomalies decrease uniformly in the westward direction, from the Seregélyes dolomite horst towards the minimum between TÁC and Börgönd. This gravity "slope" — according to the few available drillings and the preliminary interpretation of seismic surveys — cannot be attributed to a gradual sinking of the Palaeozoic—Mesozoic basin floor, the change of about 15 mgal is rather thought as due to density changes within the basement.

Anomalies referring to deep faults bounding the region from the east

The Bouguer anomaly map (not included), the regional- and downward continued maps contain a characteristic high-gradient zone of N—S direction near to the eastern boundary of the area. This zone of about 40 km length appears on the residual anomaly maps with zero lines. These phenomena refer to a deep fault system (see e.g. Enclosures Nos. 1 and 8). Along this fault the basin deepens in the eastern direction, the Palaeogene and Miocene formations

become thicker. All the other geophysical methods have failed, to date, in detecting this assumed fault system.

*

The geological interpretation of the above-listed characteristic anomalies is, of course, of varying reliability. This is due to a number of facts: to the non-uniformity of the gravity and magnetic network, to their eventual sparseness in some places as compared with the depth and small size of the anomalous bodies, to the capriciously varying density contrast between these bodies and their surroundings and, lastly, to the absence of drillings — especially in the eastern and southern part of the area. The sketch map of results merely summarizes those structural elements which appear with varying degrees of reliability, in order to ease the orientation between the regions of different gravity and magnetic maps.

It is hoped that this map will be of use towards some later, integrated interpretation. It is also to be hoped that we have been able to convince others that — having some borehole data — a thorough, many-sided study of the gravity and magnetic anomalies alone significantly contributes to our understanding of the deep structures, even under the most complex geological conditions.

REFERENCES

- CSÖRGEI J., MADARASI A., MAJKUTH T., MÁRTON E., PINTÉR A., SCHÖNVISZKY L., VARGA G. 1982: The regional exploration of the Velence hills. Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1981, pp. 21—28
- DUDKO A., MADARASI A., MAJKUTH T., PINTÉR A., CSÖRGEI J., SCHÖNVISZKY L. 1982: Complex geophysical exploration and perspectives of an Eocene volcanic region in the Velence hills (in Russian). 27th International Geophysical Symposium, Bratislava, Czechoslovakia, 7—10 September 1982, Proceedings A, pp. 425—442
- KÓKAY J. 1968: Theories of orogenesis confronted with Bakony Mts data (in Hungarian). *Földtani Közlöny*, **98**, 3—4, pp. 381—391
- MADARASI A., MAJKUTH T., PINTÉR A., VERŐ L. 1981: The regional exploration of the Velence hills. Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1980, pp. 27—34
- MESKÓ A. 1966: Gravity Interpretation and Information Theory II. Smoothing and Computation of Regionals. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **10**, pp. 15—27
- MESKÓ A. 1967: Gravity Interpretation and Information Theory III. The Method of Second Derivatives. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **11**, pp. 37—60
- MESKÓ A. 1973: A modelling study of the detectability of density surfaces. The gravity inverse problem and the method of analytical downward continuation (in Hungarian). Manuscript, OKGT Archives Budapest
- PINTÉR A., STOMFAI R. 1974: Experiment for the determination of the local matrix transforming the Bouguer anomaly map into a depth contour map (in Hungarian). *Magyar Geofizika*, **15**, 5—6, pp. 169—174
- PINTÉR A., STOMFAI R. 1979: Gravitational model calculations. *Geophysical Transactions*, **25**, pp. 5—31
- PINTÉR A., SZABADVÁRY L. 1978: On the reconnaissance geophysical survey in the Velence hills and their surroundings (in Hungarian). ELGI Report, Budapest

- SKEELS D. C. 1967: What is Residual Gravity? *Geophysics*, **32**, 5, pp. 872–875
- VASÁDY-KOVÁCS F. 1962: Geological and geophysical researches in the Velence hills (in Hungarian). *Geophysical Transactions*, **11**, 1–4, pp. 119–151

Legends for the Enclosures (in microfiche)

- Enclosure No. 1.* Velence hills study site with regional gravity and magnetic anomalies
1 — Palaeozoic rocks on the surface; 2 — granite on the surface; 3 — metasomatite (andesite) on the surface; 4 — basement formations hit by drillings: Palaeozoic in general (Pz), granite (γ), Permian (P), Triassic (T); 5 — regional gravity anomalies (isoline spacing 1 mgal); 6 — regional magnetic highs
- Enclosure No. 2.* Reconnaissance magnetic (ΔZ) anomaly map for the Velence hills and the surrounding arc (isoline spacing 10 nT)
- Enclosure No. 3.* Residual anomaly map for the Velence hills and the surrounding area.
 $\sigma = 2.0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, $s = 250 \text{ m}$, $\kappa = 4$
- Enclosure No. 4.* Residual anomaly map for the Velence hills. $\sigma = 2.65 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, $s = 250 \text{ m}$, $\kappa = 4$.
1 — granite on the surface; 2 — Palaeozoic rocks on the surface
- Enclosure No. 5.* Quarter-matrices of the downward continuation corresponding to different parameters, and application of these matrices along the same profile
- Enclosure No. 6.* Downward-continued map of the Velence hills and the surrounding area
- Enclosure No. 7.* Downward-continued and subsequently band-pass-filtered residual anomaly map of the Velence hills and the surrounding area
- Enclosure No. 8.* Twice downward-continued map of the Velence-hills and the surrounding area
- Enclosure No. 9.* Magnetic ΔZ residual anomalies of the area surrounding the Velence-hills
- Enclosure No. 10.* Sketch map of results: geological interpretation of the gravity- and magnetic anomalies
1 — Palaeozoic rocks on the surface; 2 — granite on the surface; 3 — metasomatite (andesite) on the surface; 4 — basement formations hit by drillings: Palaeozoic in general (Pz), granite (γ), Permian (P), Triassic (T); 5 — characteristic circular residual gravity anomaly containing a dense cluster of residual magnetic anomalies in its interior: assumed deep volcanic formation; 6 — coincidence of regional gravity- and magnetic anomalies: diorite intrusion; 7 — characteristic annular gravity anomaly: unknown formation; 8 — elongated, narrow residual gravity anomaly: assumed extension of the dolomite known from the Seregélyes drillings; 9 — gravity high appearing as continuation of the Palaeozoic schist outcrops surroundings the granite pluton: deep continuation of the Palaeozoic schist; 10 — elongated residual magnetic anomaly: anomalous magnetic body connected with the directions appearing on the gravity maps; 11 — magnetic anomaly connected neither to known or assumed volcanic formations, nor to structural lines: anomalous body, possibly related to local Eocene volcanism; 12 — persistent zero line separating positive and negative residual anomalies, of high values (the sign of the larger anomaly being indicated): fault or upthrust appearing with density contrast; 13 — zero line separating positive and negative residual anomalies of low values, or not traceable over larger distances: density changes presumably related to interior basement structure; 14 — characteristic high-gradient zone: presumed deep fault

GRAVITÁCIÓS ÉS FÖLDMÁGNESES ANOMÁLIÁK ÉRTELMEZÉSE BONYOLULT TEKTONIKÁJÚ TERÜLETEN (VELENCEI-HEGYSÉG)

PINTÉR Anna

A Velencei-hegység tágabb környezete pannóniai összlettel fedett síkság. A viszonylag kevés mélyfúrási adat nem elegendő a mélyszerkezet megismeréséhez. A szerző kísérletet tett különböző gravitációs és földmágneses térképváltozatokból a legfontosabb mélybeli szerkezeti elemek lehatárolására. Az összefoglaló térkép a további geofizikai- és fúrásos kutatást hivatott elősegíteni, a gravitációs és földmágneses módszertani megfontolások pedig hasznosak lehetnek a hasonló fedett területek gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezésénél.

1. Bevezetés

1.1 Földtani áttekintés*

A Budapest és a Balaton közötti, kb. 1500 km² nagyságú terület közepén levő, erősen lepusztult, mállott, környezetéből mindössze kb. 100 m-re kiemelkedő Velencei gránithegységet NyÉny-ről a túlnyomóan mezoos—karbonátos képződményekből fölépített Bakony, Vértes és a Budai-hegyvonulat (a Dunántúli-középhegység K-i része) határolja (1. ábra). A Dunántúli-középhegység DK-i szárnyához tartozik a Velencei-hegység—balatonfői terület, amelyet a Polgárdi—Velencei-tó vonalában húzódó szerkezeti zóna két eltérő földtani felépítésű részre oszt.

Az É-i részen a felszínen és a túlnyomóan neogén üledékek alatt megjelenő paleozoos képződmények alkotják a középhegységi nagy vastagságú felső perm—mezozoos képződménycsoport aljzatát. A bonyolult, gyúrt, pikkelyes—takarós szerkezetekben települő összletben a Dunántúli-középhegység legteljesebb paleozoos rétegsora mutatható ki:

ordovicium	kvarcfillit;
szilur	agyagpala, aleurolitpala, homokkőpala, lidit, átala- kult savanyú vulkanitok;
devon	agyagpala, aleurolitpala, kristályos mészkő, diabáz;
alsó karbon	mészkő, agyagpala, homokkőpala;
felső karbon	homokkő, konglomerátum.

Az ordovicium—alsó karbon összlet képződményei epi- és anchimeta-
morfózist szenvedtek. Nem metamorfok a lokális elterjedésű felső karbon kép-
ződmények és posztkinetikus jellegű a szilur-devon összletbe nyomult felső
karbon velencei-hegységi gránit. A terület ÉNy-i részén felső perm vörös ho-
mokkő és triász karbonátos öszlet szögkordanciával települ a paleozoikumra.

A Polgárdi—Velencei-tó vonalától D-re az ismert legidősebb képződ-

* A földtani áttekintést Horváth István (MÁFI) állította össze

mény egy fúrásban feltárt alsó perm (?) kvarcdiorit. A felső perm uralkodóan lagúnás-tengeri kifejlődésű karbonátos, evaporitos képződményekből áll, a triász Budai-hegység típusú karbonátos összlet alkotja.

Az É-i területrészen a Velencei-hegységtől K-re és É-ra jelennek meg a felső eocén üledékek és andezites összetételű vulkáni képződmények, valamint az oligocén üledékek.

Nyugaton Úrhida D-i részén is ismeretes eocén üledékes rétegsor andezittufa betelepüléssel.

A D-i területrészen az eocén andezites szubvulkáni testek a felső perm—triász képződményekben települnek.

Idősebb neogén csak a terület ÉNy-i (Várpalota—Csór) és D-i (Tác—Börgönd) részén található.

A terület középső zónájában közvetlenül pannóniai rétegek települnek a paleogén- vagy idősebb képződményekre.

1.2 A gravitációs és a földmágneses kutatások áttekintése

A terület országos áttekintő (kb. 1 állomás/km² pontsűrűségű) graviméteres felmérése 1955-ben készült el. Az 1976-ban meginduló újabb földtani—geofizikai kutatásokat elsősorban a terület ércperspektivitása indokolta, de mivel a terület nagy része kiemelt üdülőkörzetté vált, a mélyszerkezet megismerését a hévízföltárási irányuló igények is alátámasztották [PINTÉR, SZABADVÁRY 1978].

A nagyszerkezeti összefüggések megismeréséhez a gravitációs és a földmágneses mérések igen sok kiinduló támpontot nyújthatnak. 1976—78-ban került sor a terület áttekintő (kb 1 állomás/km²) gravitációs hálózatának sűrítésére. E kiegészítő mérések után a felmérés jelenleg átlagosan 10 állomás/km². A gravitációs anomáliaviszonyokat a 2. ábra (1. melléklet) szemlélteti. A regionális gravitációs anomáliák mellett a regionális földmágneses ΔZ maximumokat is föltüntettük.

Az 1951—55-ben végzett országos áttekintő földmágneses mérések a terület közepén lévő Velencei-tótól ÉK-re ill. D-re igen nagy területre kiterjedő, nagy intenzitású földmágneses anomáliát jeleztek (2. melléklet). Az anomáliák jellegéből következik, hogy a Velencei-hegységben (és környékén) a felszínen is megtalálható, nagy szuszceptibilitású andezit telérek mellett néhány száz méter mélységben számos nagyobb kiterjedésű ható is várható [VASADY-KOVÁCS 1962].

2. Módszertani megfontolások

2.1 A mélységbecslési próbálkozásokról

A gravitációs anomáliatérkép értelmezésének első lépéseként megkíséreltünk a mélyfúrásokból ismert mezozoos és paleozoos kőzetek mélységértékei

és a Bouguer-anomália értékek között korrelációt keresni. Ha u.i. van korreláció, akkor az értelmezés egyszerű, a Bouguer-anomáliákból hozzávetőleges aljzat mélységtérképet lehet készíteni [PINTÉR, STOMFAI 1974]. Ilyen térképeket a Bouguer-anomália és a szűrt gravitációs térképek segítségével gyakran készítettünk az ország különböző területein, s azokat a további kutatásokhoz eredményesen fel is használtuk. A Velencei-hegység környezetében azonban meg kellett állapítanunk, hogy a gravitációs anomáliák nem korrelálnak egyetlen fúrásból ismert képződményhatárral sem.

A fúrásokból ismert, harmadidőszaknál idősebb képződmények felszíne +220 m-től –350 m-ig, azaz 570 m intervallumban változik, míg ugyanezen fúrási pontokon a Bouguer-anomáliák változása 23 mgal.* Ha nagy, pl. $0,5 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ sűrűségváltozást tételezünk fel az aljzat és a fedő között, akkor 100 m mélységváltozásnak megfelelő gravitációs anomáliaváltozás 2 mgal. Az 570 m mélységváltozás mindössze 11,4 mgal anomália változást indokolna, vagyis a tényleges 23 mgal változásnak mindössze felét magyarázhatjuk az aljzat mélységváltozásával.

A maradék rész a nagyjából homogén sűrűségű neogén összlet vastagságától — azaz az idősebb képződmények mélységváltozásától független — ennek okát tehát az aljzatnál mélyebben kell keresnünk.

Mivel a gravitációs anomáliáknak mélységtérképpé alakítása nem járt sikerrel, ezért a különböző szűrt térképeken jelentkező anomáliák egyénenkénti vizsgálatával kíséreltük meg az értelmezést.

2.2 Az alulvágó szűrésekről

A szűrések célja általában az, hogy a Bouguer-anomália térképen összevontan, elmosódottan jelentkező anomáliákat szétválassza, fölerősítse és ezáltal a mélybeli tömegeloszlásról jellegzetesebb kép álljon elő. Természetesen nem várható, hogy egy viszonylag nagy, változatos földtani fölépítésű területen egyetlen szűrővel mindenhol elérjük a kívánt hatást (szétválasztást, fölerősítést). A szűrők megválasztása egyébként mindig is nagymértékben szubjektív [SKEELS 1967]. Magyarországon pl. igen jól beváltak a Meskó Attila által definiált alul- és fölülvágó szűrők [MESKÓ 1966, 1967]. Jelenlegi vizsgálatainkhoz is ezeket használtuk, mind a gravitációs, mind a földmágneses ΔZ térképre az átlagos kb. 300 m-es állomástávolságnál kicsit kisebb, $s = 250$ m mintavétel mellett.

A szűrőparaméterek (a levágás meredeksége és a mintavételi távolság) megválasztása meghatározza a szűrés jellegét. Meredek levágás és a ható mélységéhez, valamint vízszintes kiterjedéséhez viszonyított eléggé kis mintavételi távolság a második vertikális derivált jellegű anomáliatérképek előállításának kedvez, kevésbé meredek levágás és nagyobb mintavételi távolság maradékanomália jellegű térképek előállítását eredményezi [PINTÉR, STOMFAI 1979]. A maradék-anomália jellegű térképek maximumai és minimumai általában jó kvalitatív kapcsolatba hozhatók a kisebb, felszinközeli hatók domborzatával. A derivált jellegű térképben a minimumok és maximumok a hatók széleit (a

* 1 mgal = 10^5 ms^{-2}

változások helyeit) jelzik, s így a hatók alakjával csak közvetett kapcsolatban vannak. Ezért igen fontos a szűrt térkép jellegének fölismerése. A szűrt anomáliák (10 000 adatra vonatkozó) gyakorisági görbéiből (3. ábra) kitűnik, hogy a szűrés eredményeként milyen jellegű térkép állt elő. Ha a szűrt térkép maradék-anomália jellegű, akkor az anomáliák nagyjából egyenlő gyakorisággal fordulnak elő, a gyakorisági görbén nincs kitüntetett tartomány (3. ábra *a.* görbe). Ha a térkép derivált jellegű (3. ábra *b.* görbe), akkor a gyakorisági görbe éles maximumot mutat a zérus érték környezetében. (A gyakorisági görbék maximuma ilyenkor általában kissé a negatív oldalra tolódik. Ennek oka az, hogy a mért maximumértékek általában relative nagyobbak, mint a mért minimumok). A kutatott terület $s = 250$ m mintavétel melletti, alulvágó szűrővel szűrt térképe (3. melléklet) a 3. ábra *c.* görbéje szerint már kissé derivált jellegű, ezért például a térkép zérus vonalát — bizonyos fönntartásokkal — a földtani értelmezés szempontjából kitüntetett értéként kezelhetjük. A gravitációs térképek készítéséhez a $\sigma = 2,0 \cdot 10^3$ kg/m³ átlagsűrűséggel korrigált Bouguer-anomália térképet használtuk föl. Ez az átlagsűrűség Magyarország nagy részén megfelel a felszíni, felszínközeli neogén (homokos, agyagos) öszlet átlagsűrűségének. A Velencei-gránithegység területén azonban a sűrűség ennél nagyobb: $\sigma = 2,65 \cdot 10^3$ kg/m³. Ezért a hegység területén elkészítettük a $\sigma = 2,65 \cdot 10^3$ kg/m³-el számolt Bouguer-anomália térképre alapozott, alulvágó szűrővel számított térképet is (4. melléklet).

2.3 Az analitikus lefelé-folytatásokról

A terület bonyolultsága miatt alul- és fölülvágó szűrő mátrixok mellett $h = s$, illetve $h = 2s$ mélységre lefelé folytatató szűrő mátrixokkal (5. melléklet) is kísérleteztünk [MESKÓ 1973]. Mivel az analitikus lefelé-folytatásokkal kapcsolatosan nem sok tapasztalatunk volt, néhány kísérletet végeztünk el a lefelé folytatató mátrixok vizsgálatára. Több különböző paraméterű lefelé folytatató mátrixot alkalmaztunk, mindegyikkel több szintre végeztük el a lefelé-folytatást. Az eredmények jól összehasonlíthatók egy szelvény mentén (5. melléklet). Az összehasonlítás legfontosabb eredménye az, hogy bár a különböző lefelé folytatató mátrixokkal számított anomáliák horizontálisan ugyanott jelzik a hatók széleit, vertikális felbontásra — azaz a hatók mélységére vonatkozó becslésre — nem alkalmasak. A lefelé folytatott térképekhez tehát nem rendelhető mélységérték. A továbbiakban a lefelé folytatató mátrixok közül — kifejezetten technikai megfontolások (térkép szélein fellépő kisebb területvesztés, az anomáliaértékek ábrázolhatósága) miatt — felülről a negyediket alkalmaztuk.

Mivel a Bouguer-anomália térképre alkalmazott alulvágó szűrő nem emelte ki mindenhol eléggé a kisebb anomáliákat, ezért a lefelé folytatott térképekre is alkalmaztuk az alulvágó szűrőket. Igen sok térképváltozat készült, itt azokat közöljük, amelyek — legalábbis helyenként — jellegzetes anomáliáikkal támpontot adnak az értelmezéshez. Az első lefelé folytatott térkép (6. melléklet) a Bouguer-anomália térképéhez hasonló, de sokkal több részletet jelez. Ennek

alulvágó szűrővel készült térképváltozatát felülvágással simítottuk, azaz sávszűrést alkalmaztunk (7. melléklet).

A második, ismételt lefelé-folytatás a mélyebb medenceterületek kisebb kiterjedésű és értékű anomáliáit tovább erősíti (8. melléklet).

2.4 A felülvágó szűrésekről

A nagyobb kiterjedésű regionális hatók vizsgálatára a Bouguer-anomália térképre fölülvágó szűrővel számoltuk a regionális anomália térképet s erre a térképre a földmágneses ΔZ értékek maximumait is felrajzoltuk (1. melléklet). Megjegyezzük, hogy a fölülvágó szűrések értelme általában csak simítás; egyetlen egyszerű ható anomáliatérképét is föl lehet bontani bármelyik alul-, ill. fölülvágó szűrővel egy ún. maradék- és egy ún. regionális térképpé.

A regionális térképben kirajzolódó anomáliák tehát nem minden esetben jelentenek egy határozott, mélybeli (regionális) hatót. A mellékelt térképben csupán ott állíthatjuk nagy sűrűségű mélybeli hatók biztos jelenlétét, ahol a regionális gravitációs anomáliák regionális földmágneses anomáliákkal esnek egybe, természetesen az ilyen nagy sűrűségű hatók egyben nagy szuszceptibilitásúak is.

2.5 A földmágneses maradék-anomáliákról

A földmágneses maradék-anomáliákat (9. melléklet) a területnek csak arról a részéről készítettük el, ahol a mérési pontok távolsága átlagosan nem haladta meg a 300 m-t. (A ΔZ mérések a Velencei-tónak csak a felére terjedtek ki, így a ΔZ maradék-anomáliák megszerkesztése is csak ott volt lehetséges.)

A mágneses térképek értelmezésénél figyelembe kell venni azt a tényt, hogy a szórványos felszíni paleomágneses mérések szerint a kőzetek remanens mágnesezettsége jelentős és sokszor az indukált mágnesezettségtől eltérő (esetleg ellentétes) irányú lehet. Az is előfordulhat, hogy a kétféle mágnesezettség kompenzálja egymást és a kőzet nagy szuszceptibilitása ellenére sincs mérhető anomália. A remanens mágnesezettség helyenként túlsúlyban lehet és nagy intenzitású negatív anomáliát okozhat. Ami a felszíni hatókra vonatkozó mérési adat, azaz tény, az a mélybeli hatókra is igaz, ezért a kizárólag indukált mágnesezettséget föltételező hatószámítások adatait fenntartással kell fogadnunk, ilyet nem is végeztünk. A terület mágneses anomália-térképében a Velencei-hegység területén lévő, néhány kis kiterjedésű andezittelér kivételével a hegységtől K-re és D-re a pozitív anomáliák dominálnak. Ebből arra következtettünk, hogy a mélybeli hatókban az indukált és remanens mágnesezettség vektoriális eredőjeként előálló pozitív mágnesezettség dominál. Ennek a ténynek a gravitációs anomáliákkal való összehasonlításnál van jelentősége. Ha a gravitációs és földmágneses anomáliákat ugyanazon kőzet (ható) okozza, akkor a földmágneses anomáliák maximumai a gravitációs térkép maximumaitól D,

DK, ill. DNy irányban eltolódva jelentkeznek a ható nagyságától, a mágnesezettség pontos irányától függő mértékben [MADARASI et al. 1981].

2.6 A földmágneses és gravitációs anomáliák kapcsolatáról

Ha a földmágneses anomáliák és a gravitációs anomáliák között kapcsolatot akarunk keresni, akkor föl kell tételeznünk, hogy a mágneses anomáliák hatói környezetüknél kisebb, vagy éppen nagyobb sűrűségűek, s ezért lokális gravitációs minimumot, vagy ellenkezőleg maximumot okoznak. A mágneses anomáliákat tehát bizonyos mértékben ÉK—É—ÉNy irányban el kell tolni úgy, hogy gravitációs maximummal vagy minimummal essenek össze [MAJKUTH et al. 1981]. Ez az eltolás természetesen nem egyértelmű. Ha föltételezzük, hogy a mágneses hatók környezetüknél valamivel kisebb sűrűségűek — tehát lokális gravitációs minimumot okoznak — akkor viszonylag kis mértékű É—ÉK (esetleg ÉNy) irányú eltolással a lefelé folytatott gravitációs térkép minimumaival esnek össze a ΔZ maradékanomáliák. Érdekes, hogy egy-egy anomáliacsoporton belül az eltolás iránya és mértéke meglehetősen egységes. Ha a földmágneses anomáliákat gondolatban nagyobb sűrűségű kőzetekhez kapcsoljuk, akkor a földmágneses maximumoknak gravitációs maximumokkal kell egybeesniök. Ez a lehetőség a lefelé folytatott és sávszűrővel szűrt gravitációs maradékanomália térképénél áll fenn, sőt az egyezés ebben az esetben jobbnak tűnik az előzőnél, de az eltolás mértéke nagyobb. Megjegyezzük, hogy a ΔZ maximumokat mindkét esetben jóval nagyobb mértékben kell e kutatási területen eltolni, mint azt az indukált mágnesezettség és az 1000—1500 m-nél általában nem nagyobbak feltételezett hatómélység indokolná. Ez vagy nagyobb hatómélységre, vagy az indukált mágnesezettség irányát erősen befolyásoló remanens mágnesezettségre utal [MAJKUTH et al. 1981].

Igen jellegzetes viszont a regionális földmágneses és a regionális gravitációs anomáliák egybeesése Pázmándnál és Dinnyésnél. Az anomália-alakok feltűnő hasonlósága mellett mindkét esetben a regionális földmágneses maximum a gravitációs maximumtól D-i irányban eltolódva jelentkezik. Ez arra utal, hogy a mélybeli ható mágnesezettsége túlnyomóan indukált. Az eltolódás mértékéből azonban a ható pontos mélységére következtetni egyelőre nem tudunk, mert az esetleges remanens mágnesezettség irányát nem ismerjük és a hatók szélső értékei sincsenek pontosan kimérve. A nagy sűrűségű, nagy szuszceptibilitású ható kiterjedését (vízszintes méreteit) sem tudjuk pontosan megadni, csupán szubjektív megfontolásokra támaszkodhatunk.

E bizonytalanságok (hipotézisek) előkutatási fázisban elkerülhetetlenek. Ahhoz, hogy a gravitációs és földmágneses anomáliák kapcsolatát pontosabban vizsgálhassuk, mind a gravitációs, mind a földmágneses anomáliák részletes fölmérése, szélsőérték-helyeinek pontos ismerete szükséges. (Ebben az esetben a gravitációs térképek megfelelő átalakításával olyan pszeudomágneses térkép lenne készíthető, amely már alkalmas a földmágneses anomáliákkal való konkrét egyezés megállapításához).

2.7 Egy egyszerű gravitációs modellszámításról

A gravitációs anomáliák értelmezésénél nagyon fontos továbbá, hogy figyelembe vegyük azokat az egyszerű modellszámításokat, amelyeket akár kis zsebszámológéppel is könnyen elvégezhetünk. Ilyen egyszerű számítási eredményt mutat pl. a 4. ábra. Mint látható, általában a legnagyobb változás értéke (a derivált anomália zérus helye) jelzi a vető helyét. Azt kell továbbá észrevennünk, hogy jellegzetesen más az anomáliakép akkor, ha a nagyobb és kisebb sűrűségű kőzetek helyzetét egy vető mentén felcseréljük (4. ábra 3. a. görbe helyett 3 b. c. görbe). A természetben sokkal gyakoribb eset az, hogy a nagy szélsőértékű gravitációs maradék-anomália-maximum mellett viszonylag kisebb szélsőértékű maradék-anomália-minimum alakul ki (a görbe). A maximum—minimum átmenet ilyenkor olyan, hogy a maximumhoz közelebb gyorsabb a változás. A vizsgált terület közelítőleg derivált jellegű szűrt térképein azonban néhol a viszonylag kis maximumértékek mellett igen nagy szélsőértékű minimumokat találunk. Ezekben az esetekben a gradiens a minimum közelében nagy. Ilyen esetben olyan földtani szituációt kell elképzelnünk, amely a 4. ábra c görbéjéhez tartozó modellnek felelhet meg. (A 3. ábra c görbéje szerint a derivált jellegű görbékre vonatkozó megállapítások közelítő jelleggel kutatási területünkön érvényesnek vehetők).

2.8 A gravitációs térképek izovonalainak szerkesztéséről

A gravitációs térképek izovonalait általában úgy szerkesztjük — kényelmi és egyszerűsítési szempontok miatt — hogy az izovonalak azokat a mgal értéket kössék össze, ahol a mgal érték egész szám (pl. 10, 11, 12 mgal) vagy annak fele, negyede, tizede (pl. 0,25, 0,50, 0,75 mgal). Ez azonban nem mindig kedvező, mert egy más, (nem a fenti kerek) számválasztásnál az anomália rajzolata kissé megváltozna, s ezáltal az anomália-alak jellegzetesebbé válna. Számítógép segítségével mód van arra, hogy különböző értékű izovonalakból térképsorozatot szerkesszünk, s az anomália-alakra esetleg a mozaikszerűen összerakott térkép-változatból következtessünk.

3. A módszertani megfontolások alapján levonható földtani következtetések

Az előzőekben kifejtett módszertani megfontolások alapján az ismertett térképekben az alábbi jellegzetességeket kerestük:

a) vannak-e hosszabb szakaszon lényeges irányváltozás nélkül futó, párhuzamos anomáliavonalak (a maradék-anomália térképen a zérus vonalak). Ezek u.i. nagy valószínűséggel a sűrűségkülönbséggel is kapcsolatos szerkezeti elemek (vetők, föltolódások) körülbelüli helyét jelölik ki;

b) fölismerhetők-e jellegzetes (kerek, hosszan elnyúló, gyűrűs stb.) anomália-alakok, amelyekből a ható alakjára és közvetve mibenlétére következtethetünk;

c) láthatók-e a térképen jellegzetes maximum—minimum átmenetek, vagy igen nagy minimum értékek, amelyek a szerkezeti vonalak menti tömegeloszlásról adnak képet;

d) föllépnek-e nagyobb területre kiterjedő jellegzetes anomália irányított-ságok, változnak-e ezek részterületenként? Ebből u.i. esetleg az aljzat belső szerkezetére következtethetünk;

e) van-e kapcsolat a földmágneses és a gravitációs anomáliák között, azaz nagy szuszceptibilitású vulkáni eredetű kőzetekkel kapcsolatosak-e a gravitációs anomáliák;

f) van-e kapcsolat a felszíni (azaz a geológiai térképből ismert) nagyobb sűrűségű kőzetek és a környezetükben mért anomáliák között, azaz követhetők-e a felszíni kibúvások a fedett területrészekben.

A legfontosabb gravitációs és földmágneses anomáliákat olyan jelkulccsal láttuk el, amely kifejezi az anomáliás jellegét, és egyben utal annak lehetséges, földtani jelentésére (5. ábra ill. 10. melléklet). Ezen az összefoglaló eredménytérképen feltüntettük a terület legjellegzetesebb anomália-irányait, az alulvágó szűrőkkel számított anomáliatérképek zérusvonalai alapján. A különböző térképek zérus vonalainak egy része jó közelítéssel egybeesik (kisebb eltérések a kerekítésekéből és a szerkesztésből is adódnak). Azokat a vonalszakaszokat, amelyek két, vagy három térképen egybeesnek, vastag vonallal jelöltük. Úgy véljük, hogy ezek ott fordulnak elő, ahol olyan nagy a sűrűségváltozás, hogy az a kisebb (haránt-, vagy egyéb irányú) sűrűségváltozások hatását elnyomja. A vonalak két oldalán előjel jelzi, hogy a zérus vonal mentén a pozitív vagy a negatív anomália szélsőértéke nagyobb-e. (Itt utalunk a 4. ábrára, amely világosan mutatja, hogy a zérus vonalak a szerkezeti elem jellegétől függően eltolódnak. Csak függőleges vető esetén fut a zérus vonal pontosan vető fölött).

Vékonyabb vonallal jelöltük azokat a nulla vonalakat, amelyek ugyancsak egy-egy térképben jelentkeznek, de vagy folytatását jelentik a vastag vonalnak, vagy pedig jellegzetes irányítottságot mutatnak egy-egy területrészen.

Az összefoglaló térképen feltüntettük a jellegzetes gravitációs anomália-alakzatokat is, jelezve, hogy van-e kapcsolatuk földmágneses anomáliákkal; föltüntettük továbbá azokat a jellegzetes földmágneses maradék-anomáliákat, amelyek nem kapcsolódnak gravitációs anomália-alakzatokhoz. Ahol a fúrások, vagy kibúvások alapján a gravitációs maximumokat konkrét földtani képződményként értelmezhetjük, ott ezt is jelöltük.

A gravitációs anomáliáknak az előzőekben felsorolt jellegzetességei alapján tehát a Velencei-hegységben és tágabb környezetében a következő — mélybeli sűrűségeloszlással kapcsolatos — szerkezeti elemek jelölhetők ki (5. ábra, 10. melléklet):

A Velencei-hegység szerkezeti elemeire utaló anomáliák

A Velencei-hegység gránitplutonját félkörívben egy kb. 1 km széles maradék-anomália minimum-sáv veszi körül (4. melléklet). E minimum-sávot É-on és ÉNy-on több pozitív gravitációs maradék-anomália övezi. Ezek részben a felszínen lévő, a gránitnál idősebb, paleozoos palakibúvások területére esnek, kézenfekvő tehát a maradék-anomália-maximumokat a palák eltemetett folytatásaként értelmezni. A minimum-sávot a gránit és az idősebb paleozoikum tektonikus érintkezési zónájaként foghatjuk föl. Magát a gránitplutont több sugárirányú repedés (gravitációs maradék-anomália minimum) osztja nagyjából három részre. A Velencei-hegységet DK-ről egy (a Velencei-tó csapásával egyező) ÉK—DNy irányú szerkezeti elem (vető, eltolódás) határolja le. Ez az elem legjobban a 3. és 6. melléklet gravitációs anomália képében látható.

Eltemetett vulkáni képződményekre utaló anomáliák

A gravitációs maradék-anomáliák jellegzetes kör, illetve körgyűrű alakja és a mágneses maradék-anomáliák eloszlása alapján a Velencei-hegységtől K-re, valamint a Velencei-tótól D-re és K-re három mélybeli vulkáni képződmény tételezhető fel (3, 6, 8. és 9. melléklet). Két esetben a regionális gravitációs és regionális mágneses anomáliák egybeesése és alakjuknak hasonlósága alapján (2. ábra, 1. melléklet) mélybeli, nagy sűrűségű és nagy szuszceptibilitású intruzióra is következtethetünk (Pázmánd, Dinnyés). A harmadik gyűrű alakú gravitációs anomáliánál (Kápolnásnyék) kisebb földmágneses anomáliák kimutathatók ugyan, de egybeesésük a gravitációs anomáliákkal nem jellegzetes. Itt valószínűleg erősen lepusztult, mélyebb vulkáni képződményről van szó.

Ismeretlen hatóra utaló anomáliák

Az eredménytérkép (5. ábra, 10. melléklet) DK-i sarkában (Sárosd) látható gyűrű alakú képződmény (7. mellékleten látható maradék-anomália) hatója ismeretlen. Itt nagyobb földmágneses anomáliák biztosan nincsenek (kisebb anomáliák kimutatásához pedig a jelenlegi fölmértség nem elegendő).

A seregélyesi triász dolomit sasbérc kiterjedésére utaló anomáliák

A fenti ismeretlen mélybeli képződmény és a dinnyési eltemetett vulkán között valamennyi gravitációs térképben (pl. 8. melléklet) hosszú, keskeny, ÉÉK csapású, kb. 10 km hosszú gravitációs maximum látható. A fúrások itt triász dolomit aljzatot értek (Seregélyes). Az emelt helyzetű aszimmetrikus triász dolomit sasbérc a gravitációs térkép alapján jól körülhatárolható.

Mélybeli vetőre utaló anomáliák

A seregélyesi dolomit sasbérc, valamint a dinnyési eltemetett vulkán K-i oldalát valamennyi gravitációs térképben jól kirajzolódó, vetőre utaló anomáliák zárják le. A vető a Velencei-tótól kiindulva ÉD irányú, majd a seregélyesi dolomit sasbérc mentén ÉÉK-DDNy irányt vesz fel. A vetőkre utaló izovonalak sűrűsége, azaz a gradiens nagysága a vető mélységétől, valamint a vető két oldalán lévő képződmények sűrűségkülönbségétől függ. Az említett vető esetében É-on a viszonylag kisebb sűrűségű eocén vulkáni képződmény, D-en a nagyobb sűrűségkülönbséget jelentő triász dolomit érintkezik a levetett rész fölötti miocén öszlettel. Ezért a gradiens D-en (Seregélyesnél) valamivel nagyobb.

Többszörös vetőkre és feltolódásokra utaló anomáliák

Az eredménytérkép DNy-i sarkából kiindulóan kb. ÉK csapású, bonyolult, vetőkre és feltolódásokra utaló anomáliák láthatók valamennyi gravitációs térképen (3., 6., 7., 8. melléklet). Pontos kimutatásukhoz a jelenlegi fölmérség (10—12 állomás/km) azonban nem elegendő.

E bonyolult szerkezet mentén a felszíni kibúvásokból és fúrásokból ismert, változatos közettani kifejlődésű, kis mélységű paleozoos blokk (Csajág—Jenő—Sárszentmihály—Úrhida—Kőszárhegy) hirtelen lehatárolódik, ismeretlen aljzatú neogén medencével érintkezik.

Föltolódásra utaló minimumzónák

Az említett paleozoos blokk É-i peremét igen nagy gravitációs minimumértékkel jelentkező, K—Ny irányú zóna zárja le, amely a térkép Ny-i határán túl még igen hosszan nyomozható. Ilyen viszonylag keskeny és hosszú, de nagy szélsőértékű minimumzóna Magyarország területén csaknem egyedülálló jelenség, földtani értelmezése külön figyelmet érdemel. E minimumzónának Csörtől Ny-ra lévő szakasza a fúrások és a geológiai vizsgálatok szerint többszörös föltolódás [KÓKAY 1968]. A minimumzónák ismétlődése is többszörös föltolódásra enged következtetni itt. Föltehetően ugyanígy föltolódási zónaként kell értelmezni a minimumzónának Csörtől K-re lévő szakaszát is.

A medencealjzat szerkezetére utaló anomáliák

Viszonylag kis amplitúdójú, de jellegzetes ÉK—DNy orientációjú gravitációs maradék-anomáliák jelentkeznek a Velencei-hegységtől É-ra és Ny-ra. A pázmándi eltemetett vulkántól É-ra a hosszan elnyúlt földmágneses maradék-anomália maximumok (9. melléklet) is ugyanezt az irányt követik. A medence-

aljzatban tehát ilyen irányú szerkezeti elemekre, s e szerkezeti elemek irányát követő magmás képződményekre (a fúrások szerint diabázra) kell számítanunk e területen. A Velencei-tótól DNy-ra (a seregélyesi aszimmetrikus sasbérc és a térkép Ny-i szélén lévő paleozoos blokk között) szintén jellegzetes a gravitációs anomáliák orientációja. A kb. ÉÉK irányítottaságú anomáliák párhuzamosak a seregélyesi dolomitszírtet K-ről lezáró vetővel. A Ny-i paleozoos blokk belső szerkezetére túlnyomóan ÉD és KNy irányú gravitációs anomáliák utalnak.

A regionális gravitációs anomáliatérkép (2. ábra, 1. melléklet) szerint a seregélyesi dolomit sasbérctől Ny-i irányban a gravitációs anomáliák egyenletesen csökkennek a Tác—Börgönd közötti minimumig. Ezt a gravitációs „lejtőt” — néhány fúrás és a szeizmikus mérések előzetes értékelése alapján — nem az ismeretlen kifejlődésű paleozoos—mezozoos medencealjzat fokozatos mélybe süllyedése okozza. A kb. 15 mgal anomáliaváltozás túlnyomórészt a medencealjzaton belüli sűrűségváltozásra vezethető vissza.

A területet K-ről lezáró, mélybeli törésre utaló anomáliák

Az itt nem közölt Bouguer-anomália térképen, a mellékelt regionális- és a két lefelé folytatott anomália térképen izovonal-sűrűsödéssel, a mellékelt maradék-anomália térképeken pedig zérus vonalakkal jelentkezik a terület K-i határán egy mélybeli törésre utaló anomália-rendszer (pl. 1. és 8. melléklet). E csaknem 40 km hosszú, nagy gradiensekkel jelentkező, széles sáv mentén K-i irányban a medence elmélyül, a paleogén és a miocén összlet kivastagszik. E feltételezett törés kimutatása más geofizikai módszerekkel eddig nem járt sikerrel.

*

A felsorolt jellegzetes anomáliák földtani értelmezése természetesen különböző megbízhatóságú. Ennek számos oka van: a gravitációs és földmágneses mérési hálózat egyenetlensége, néhol a hatók mélységéhez és kis kiterjedéséhez viszonyított ritkasága, a hatóknak környezetükhöz viszonyított nagyon változó sűrűségkülönbségük, a medencealjzaton belüli sűrűségváltozások stb. mellett a mélyfúrások hiánya, különösen a terület K-i és D-i részén. Az eredménytérkép csupán összefoglalja azokat a szerkezeti elemeket, amelyek különböző megbízhatósággal jelentkeznek, azért, hogy megkönnyítse a tájékozódást a sok különböző gravitációs és földmágneses térkép között. Tulajdonképpen vitaalapot szolgáltat egy későbbi komplex értelmezéshez. Egyben bizonyítja, hogy már néhány mélyfúrás ismeretében a gravitációs és a földmágneses anomáliák sokoldalú vizsgálata komoly eredményeket szolgáltat a mélyszerkezet megismeréséhez, még bonyolult földtani felépítésű területen is.

A mikrofilmen mellékelt ábrák magyarázata

1. *melléklet.* A Velencei-hegységi kutatási terület a regionális gravitációs és földmágneses anomáliákkal
1 — paleozoikum a felszínen; 2 — gránit a felszínen; 3 — metasomatit (andezit) a felszínen; 4 — mélyfúrásban elért paleozoikum általában (Pz), gránit (γ), perm (P), triász (T); 5 — regionális gravitációs anomáliák (értékköz 1 mgal); 6 — földmágneses ΔZ értékek regionális maximumai
2. *melléklet.* A Velencei-hegység és tágabb környezetének áttekintő földmágneses (ΔZ) anomália-térképe (értékköz 10 nT)
3. *melléklet.* A Velencei-hegység és tágabb környezetének maradék-anomália térképe.
 $\sigma = 2,0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$; $s = 250 \text{ m}$; $\kappa = 4$
4. *melléklet.* A Velencei-hegység maradék-anomália térképe. $\sigma = 2,65 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$; $s = 250 \text{ m}$; $\kappa = 4$
1 — gránit a felszínen; 2 — paleozoikum a felszínen
5. *melléklet.* Különböző paraméterű lefelé folytató negyed mátrixok és a mátrixok alkalmazása ugyanazon szelvény mentén
6. *melléklet.* A Velencei-hegység és tágabb környezetének lefelé folytatott térképe
7. *melléklet.* A Velencei-hegység és tágabb környezetének lefelé folytatott, majd sávszűrővel szűrt maradék-anomália térképe
8. *melléklet.* A Velencei-hegység és tágabb környezetének kétszeresen lefelé folytatott térképe
9. *melléklet.* A Velencei-hegység környezetének földmágneses ΔZ maradék-anomáliái
10. *melléklet.* A gravitációs és földmágneses anomáliák földtani értelmezése
1 — paleozoikum a felszínen; 2 — gránit a felszínen; 3 — metasomatit (andezit) a felszínen; 4 — fúrásban elért paleozoikum általában (Pz), gránit (γ), perm (P) és triász (T) képződmény; 5 — jellegzetes kör alakú gravitációs maradék-anomália, amelynek területén a földmágneses gravitációs és földmágneses anomáliák egybeesése: diorit intruzió; 7 — jellegzetes gyűrű alakú gravitációs anomália: ismeretlen képződmény; 8 — hosszan elnyúlt, keskeny gravitációs maradék-anomália: a seregélyesi fúrásokból ismert dolomit feltételezett elterjedése; 9 — a gránit-plutont övező felszíni paleozoos palakibúvások folytatásaként látható gravitációs maximum: a paleozoos pala mélybeli folytatása; 10 — hosszan elnyúlt mágneses maradék-anomália: a gravitációs térképekben jelentkező irányokhoz kapcsolódó földmágneses ható; 11 — az ismert (ill. feltételezett) vulkáni képződményekhez nem tartozó és nem szerkezeti vonalhoz kapcsolódó földmágneses anomália: feltételezhetően lokális eocén vulkanizmussal kapcsolatos ható; 12 — viszonylag nagy anomália-különbséggel jelentkező pozitív és negatív maradék-anomáliát elválasztó, hosszan nyomozható zérus vonal, a relative nagyobb anomáliaérték előjelének föltüntetésével: sűrűségkülönbséggel jelentkező vető vagy feltolódás; 13 — kisebb anomália-különbségű pozitív és negatív maradék-anomáliákat elválasztó, vagy rövidebb szakaszon nyomozható zérusvonal: feltételezhetően az aljzat belső szerkezetével összefüggő sűrűségváltozás; 14 — izovonal-sűrűsödéssel (nagy gradiensekkel) jelentkező széles zóna: föltételezhető mélybeli törés

А. ПИНТЕР

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ И ГЕОМАГНИТНЫХ
АНОМАЛИЙ В РАЙОНАХ СО СЛОЖНОЙ ТЕКТОНИКОЙ
(ГОРЫ ВЕЛЕНЦЕ)**

Широкое окружение гор Веленце представляет собой равнину, покрытую паннонской толщей. Относительное небольшое количество данных бурения является недостаточным для выявления глубинной структуры. Автором сделана попытка оконтурить важнейшие элементы глубинных структур по вариантам карт силы тяжести и геомагнетизма. Сводная карта может способствовать дальнейшим работам по геофизике и бурению, а методические рассуждения по гравиметрии и геомагнетизму могут оказаться полезными при интерпретации гравитационных и геомагнитных аномалий подобных покрытых районов.