

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XVII. KÖTET, 3. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1968

Felelős szerkesztő:

MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság:

ÁDÁM OSZKÁR, BARTA GYÖRGY, BENCZE PÁL, EGYED LÁSZLÓ, ERKEL
ANDRÁS, HAÁZ ISTVÁN KERTAI GYÖRGY, POSGAY KÁROLY,
SZILÁRD JÓZSEF, TAKÁCS ERNŐ

Szerkesztő:

SZÉNÁS GYÖRGY

Felelős kiadó: Müller Pál igazgató
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Azonossági szám: 41314 – Ívterjedelem: 2,8 (A 5)
68.3., – 996. Állami Nyomda

TARTALOM

<i>Aczél Etelka – Stomfai Róbert: Az 1964 – 65. évi magyarországi földmágneses alaphálózat- mérés</i>	5
---	---

CONTENTS

<i>E. Aczél – R. Stomfai: The national magnetic network of 1964 – 65 in Hungary</i>	19
---	----

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Э. Ацел – Р. Штомфай: Работы по государственной опорной геомагнитной сети в венгрии за 1964 – 65</i>	27
---	----

AZ 1964 – 65. ÉVI MAGYARORSZÁGI FÖLDMÁGNESES ALAPHÁLÓZATMÉRÉS

ACZÉL ETELKA – STOMFAI RÓBERT

Bevezetés

Az 1957 – 59-ben rendezett Nemzetközi Geofizikai Év keretében a Föld mágneses felmérését is tervbe vették. A Geofizikai Év azonban egybeesett a legerősebb naptevékenység időszakával. Ez az időszak a gyakori mágneses háborgások miatt nem lett volna alkalmas a világfelmérésre, ezért ezt a munkát elhalasztották a minimális naptevékenység időszakára. Ennek kapcsán vetődött fel az a gondolat, hogy ezekben az években *minden* olyan mérést meg kellene ismételni, amelyet a naptevékenység befolyásol. Ezekre a munkákra 1964 – 65-ben megszervezték a Nemzetközi Nyugodt Nap Évét, és végülis ennek keretében történt a mágneses világfelmérés.

Ehhez a nagyméretű munkához hazánk is csatlakozott. Az 1964 – 65-ös években új, 300 pontból álló mágneses alaphálózatot létesítettünk Magyarországon. Ennek a mérésnek a munkáiról és eredményeiről, tudományos és gyakorlati jelentőségéről adunk ebben a közleményben rövid összefoglalást.

Az országos alaphálózatmérések célja

Az országos alaphálózatmérések célja, hogy a Föld mágneses erőterének időbeli változását és ennek területi alakulását figyelemmel kísérjük. Az obszervatóriumok észlelési sorozatai már régen felhívták a figyelmet arra, hogy a mágneses elemek a kisebb variációkon kívül lassú, de nagyméretű, egyirányú változásokat is mutatnak. Ezeknek a nyomkövetésére nem elegendő az az észlelési anyag, amelyet az ország néhány pontján, az obszervatóriumokban gyűjtenek, ezért bizonyos időközönként országos méréseket kell végezni. Szükség van azonban ezekre a mérésekre más szempontból is. A földmágnesség okát nem ismerjük, ezért nem tudunk megadni olyan formulát, amelyik leírná, hogy milyen a mágneses elemek normális menete Földünk felszínén. A mágneses normáltér csakis a felmérésekből ismert, és éppen a földfelszínen mérhető erőhatásokból próbálunk következtetni a földmágnesség forrására, arra az okra, amely az észlelt erőhatásokat létrehozza.

A mágneses alaphálózatméréseknek gyakorlati célja is van. A földtani kutatást támogató részletes mágneses mérések eredményeiben együtt jelent-

kezik a térelemek normális területi változása azokkal a kisebb kiterjedésű hatásokkal, amelyeket a mágneses kőzetek okoznak.

A normáltér ismeretére tehát feltétlenül szükség van azért is, hogy ezeket a helyi okokra visszavezethető anomáliákat a tér normális területi változásától el lehessen különíteni.

Történeti előzmények

A földmágnesség hazai kutatásának történetében jelenlegi országos méré-sünk volt az ötödik.

Az első országos mérést KREIL KÁROLY végezte 1847 és 1857 között. Az Osztrák – Magyar Monarchia egész területén elosztott mérési pontjai közül 52 jutott az akkori Magyarországra.

1864-től 1879-ig tartott SCHENZL GUIDO 111 állomást felölelő második mérése.

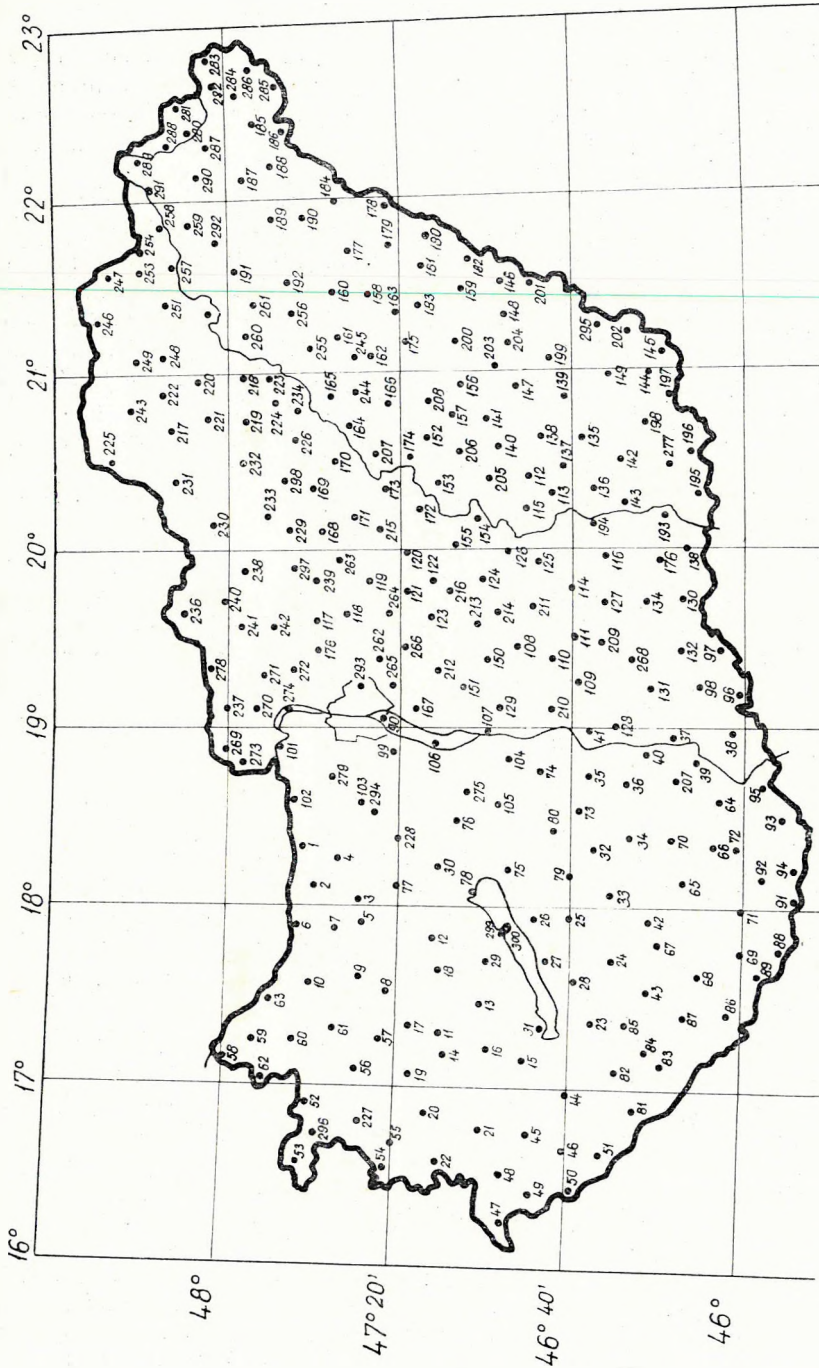
Mindkettőnél elég hosszú idő telt el az egyes észlelések között és ez erősen növelte azt a hibát, amelyet akkor követtek el, amikor a nyers eredményeket egyetlen időpontra redukálták. Rontotta a redukciónak pontosságát az is, hogy a legközelebbi mágneses obszervatórium Münchenben volt, ezért a mágneses elemek időbeli változását csak az ottani adatok szerint lehetett korrekcióba venni. Természetesen nagyobb pontosságot már csak azért sem lehetett ezektől a mérésektől várni, mert Kreil és Schenzl csak meglehetősen primitív műszerekkel rendelkeztek.

KURLÄNDER IGNÁC 1890-ben az ország 38 pontján határozta meg a mágneses elemeket. Ez a mérés kevesebb állomáson, de már jobb műszerekkel történt, és lényegesen rövidebb ideig tartott, mint az előzők. Az észlelési anyagot is alaposabban dolgozták fel.

Sajnos a Kurländer-féle felmérés után 60 esztendeig nem volt az egész országot átfogó és minden térelemre kiterjedő mágneses mérés. 1934 – 36 között HOFHAUSER JENŐ csupán a katonai és térképészeti okokból fontos deklináció területi függését határozta meg.

A negyedik országos mágneses alaphálózatmérésre 1949 – 50-ben került sor. BARTA GYÖRGY 290 egyenletesen elosztott ponton határozta meg a mágneses elemeket. Ez a mérés nemcsak az állomások nagy számával, hanem pontosságban is messze felülmúlta az előzőket. A korszerű műszerekkel végzett észlelések időbeli redukciónak egy központi helyen, Budakeszin felállított regisztráló-állomás adataival végezték. Az adatrendszer kiegészítésével meghatározták a térelemek normális területi alakulását.

Jelenlegi, ötödik országos méré-sünket 1964-ben, éppen a Schenzl-féle mérés századik évfordulóján kezdtük meg, és a megelőzőhöz hasonlóan két évig végeztük. A mért adatok redukálásában a korszerű Tihanyi Geofizikai Obszervatórium adataira támaszkodtunk. A hazai országos mágneses mérések sorozatában ez volt az első olyan felmérés, amelynek minden pontját egységesen, ugyanazokkal a műszerekkel mértük. Műszereink a klasszikus mérési elveken alapuló módszerrel mérik a mágneses elemeket, rendkívül precíz készítésük miatt azonban ma is a legjobbak az ilyen jellegű feladatokhoz. Ez tette lehetővé, hogy gondos és körültekintő munkával olyan pontosságot sikerült elérnünk, amely a nemzetközileg megköveteltnél lényegesen jobb.



1. ábra. Az 1964—65 évi országos földmágneses alaphálózat mérési pontjai
 Fig. 1. The stations of the national magnetic basis-network in the years 1964—65
 Фиг. 1. Пункты наблюдений по государственной опорной магнитной сети, созданной в 1964—65 гг.

Új alaphálózatunk pontjai

A térelemek időbeli változását legpontosabban akkor kísérhetjük figyelemmel, ha a mérések megismétlésekor ugyanazon a helyen tudjuk a műszereket felállítani. Ezért mágneses hálózatunkat a legújabb Gauss—Krüger rendszerű geodéziai hálózat háromszögelési pontjaihoz kapcsoltuk. Ezeket vasbeton lapokkal tették időtállóvá; remélhető, hogy néhány évtizedig megfelelőek céljainknak. Összesen 300 állomást telepítettünk. Ezek egyenesen elosztásban fedik az ország egész területét. Távolságuk 20—25 km (1. ábra).

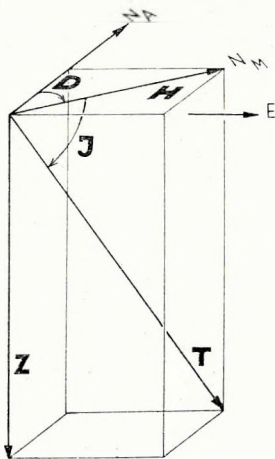
Különösen kedvező, hogy minden háromszögelési pont közelében két őrpontot is állandósítottak. Az őrpontok azimutját nagy pontossággal meghatározták, és ezzel rögzítettek a terepen egy olyan földrajzi irányt, amelyet a deklinációmérésnél fel tudtunk használni. A geodéziai jelre centrikusan nem állíthattuk a műszereket, mert a védő betonlapok vas erősítése mágneses hatásával zavart volna. Ezért a háromszögelési pontoktól 15—20 m-re végeztük a méréseket abban az egyenesben, amelyet a háromszögelési pont és egyik őrpontja határoz meg.

A mérések

Közvetlenül mértük a mágneses deklinációt (D), továbbá a térerősség vízszintes (H) és függőleges (Z) összetevőjét. Ezekből a független adatokból számítással kaptuk az inklinációt (I) és a teljes térerősséget (T). E két utóbbi térelemet a

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} \quad \text{és a} \quad T^2 = H^2 + Z^2$$

kapcsolatból számítottuk. A térelemek kapcsolata az 2. ábrán látható.



2. ábra. A földmágneses térelemek kapcsolata

Fig. 2. The interrelation between the magnetic components

Фиг. 2. Взаимная связь элементов геомагнитного поля

Minden mérést két műszerrel végeztünk. Ezzel a pontosságot növeltük és az esetleges durvább hibákat teljesen kiküszöböltük. A függőleges térerősséget az 59-es és 125-ös *BMZ* műszerrel, a vízszintest pedig a 219-es és a 227-es gyári számú *QHM*-mel mértük. A deklinációt ugyancsak a *QHM* műszerekkel határoztuk meg.

A *BMZ* rövidítés a *Balance Magnetic Zero* elnevezés kezdőbetűit tartalmazza. Magyarra így lehetne fordítani: nullmódszerrel dolgozó mágneses mérleg. Ez a név a működési elvet is tömören összefoglalja. A műszer mérlegszerűen lengő része egy mágnesű, amely csak akkor veszi fel a pontosan vízszintes helyzetet, ha helyén a függőleges térerősség nulla. A mérés abból áll, hogy egy rögzített és egy forgatható acélmágnessel a földi térerősséget pontosan kompenzáljuk. A forgatható mágnessel addig változtatjuk a te-

ret, amíg a lengő be nem áll a vízszintesbe. Ekkor a földi Z és mágnesünk együttes függőleges térerőssége ellentétben egyenlő. Az acélmágnesek helyzetéből és momentumából ez az együttes hatás kiszámítható, a földi Z pedig ezzel egyező nagyságú.

A függőleges térerősség mérésénél a műszeren a forgatható mágnes helyzetét és a műszer hőmérsékletét olvassuk le. Ezekből az adatokból a térerősség a következő összefüggéssel határozható meg:

$$Z = Z_C + Z_T - \alpha t - 2\alpha \Delta t,$$

ahol Z_C a főmágnes, Z_T a forgatható tárcsámágnes hatása, α a hőmérsékleti állandó, t a hőmérséklet, Δt pedig a hőmérséklet 1 percre eső változása. A műszerek állandóit a következő táblázatba foglalhatjuk össze:

	Z_C	α
59 BMZ	41944	15,48 + 0,00037 Z_T
125 BMZ	42346	15,50 + 0,00025 Z_T

Ezen állandók felhasználásával a függőleges térerősséget gammákban kapjuk meg.

A *QHM* rövidítés a *Quartz Horizontalforce Magnetometer* elnevezés kezdőbetűiből áll. Ez a műszer a vízszintes térerősséget hasonlítja össze egy kvarcszál torziós erejével. Az eszköz lelke egy vékony kvarcszálra függesztett vízszintes helyzetű kis mágnesű. Méréskor a szálat megcsavarjuk, és ezáltal a mágnes elfordítjuk a kezdeti ÉD-i irányból. A földi tér arra törekszik, hogy a mágnes tengelyét ismét É felé fordítsa, a kvarcszálban fellépő rugalmas feszültség viszont ezt megakadályozza. Azt mérjük, hogy a 2π szöggel megcsavart szál rugalmas ereje hány fokkal téríti ki a mágnes az ÉD-i irányból. Ebből kiszámítható a földi tér forgató nyomatéka és a vízszintes erőösszetevő.

A vízszintes térerősség meghatározásához tehát ugyancsak hőmérséklet- és szögolvasásokat végzünk. Ezekkel a vízszintes térerősség a következőképpen függ össze:

$$\log H = C - \log \sin \varphi + \mu t - k H \cos \varphi,$$

ahol C , k és μ állandók, t a műszer hőmérséklete, φ pedig az a szög, amellyel a megcsavart kvarcszál torziós nyomatéka a mágnesűt kitéríti a meridiánból. A műszerek állandói a következők:

	C	μ	$k H \cos \varphi$
219 QHM	4,25655	0,000177	0,00005
227 QHM	4,25508	0,000200	0,00006

Az állandók nagyságrendje úgy van megállapítva, hogy a vízszintes térerősséget gammákban kapjuk meg.

A *QHM* műszer csavartalan szállal úgy működik, mint egy igen érzékeny iránytű és a deklináció meghatározására is alkalmas.

Ebből a vázlatos leírásból is látható, hogy az ismertett műszerekkel a mérés elvileg egyszerű. A szükséges pontosság eléréséhez azonban több mellékesnek tűnő körülményre kell gondosan ügyelnünk. Mágnesünk momentuma a hőmérsékletváltozásokra érzékeny, és ezért a műszerek hőmérsékletét tized-

foknál pontosabban kellene ismerni. Terepi körülmények között ez gyakorlatilag lehetetlen. A megkívánt pontosságot csak úgy tudjuk elérni, hogy minden műszerrel észlelési sorozatokat csinálunk; egy állomás lemérése tehát a valóságban több órás munka.

Eszközeink a térerősségkomponenseket egy tizezredrésznél kisebb hibával mérik; ez csak úgy lehetséges, ha a használt acélmágnesek momentumukat százezredrész pontossággal tartják. Ez óriási követelmény, hiszen pl. egy közönséges patkómágnese az idők folyamán kezdeti hatásának negyedrészt is elvesztheti, különösen ha erős mechanikai igénybevételt szenved. Ezért műszereinket a szállításnál igyekeztünk védeni. Jó rugózású személygépkocsival végeztük a mérést, a műszerládákat laticellel béleltük stb. Természetesen minden óvatosság mellett is bekövetkezhet, hogy a műszerállandók ugrás-szerűen megváltoznak; ez az eredményeket meghamisítja. Ezért időnként ellenőrző összemérést végeztünk a tihanyi és a nagyecenki obszervatórium alapműszereivel. Az összemérések eredményeit az I. és II. sz. táblázat tartalmazza. A két obszervatórium különbsége néhány gammán belül állandó volt.

I. táblázat

A vízszintes térerősség összehasonlító mérései a tihanyi és nagyecenki obszervatóriumban
1964 és 1965-ben

A mérés			
ideje	helye	H	$H_{TY} - H_{NK}$
1964. VII. 11–12.	Tihany	21 097 γ	397 γ
VII. 14–15.	Nagyecenk	20 700 γ	
1965. III. 15–19.	Tihany	21 103 γ	395 γ
III. 18.	Nagyecenk	20 708 γ	
1965. VIII. 23–24.	Tihany	21 096 γ	398 γ
VIII. 26.	Nagyecenk	20 698 γ	
1965. XI. 26.	Nagyecenk	20 696 γ	399 γ
XII. 1–2.	Tihany	21 095 γ	

II. táblázat

A függőleges térerősség összehasonlító mérései a tihanyi és nagyecenki obszervatóriumban
1964 és 1965-ben

A mérés			
ideje	helye	Z	$Z_{NK} - Z_{TY}$
1964. VII. 11–12.	Tihany	41 704 γ	327 γ
VII. 13–14.	Nagyecenk	42 031 γ	
1965. III. 15–22.	Tihany	41 708 γ	322 γ
III. 17–18.	Nagyecenk	42 030 γ	
1965. VIII. 23–24.	Tihany	41 708 γ	320 γ
VIII. 26.	Nagyecenk	42 028 γ	
1965. XI. 27.	Nagyecenk	42 022 γ	320 γ
XII. 1–2.	Tihany	41 702 γ	

A nemzetközi mágneses szint biztosítására 1964. szept. 8 és 12 között műszereinket összehasonlítottuk a Niemegek-i obszervatórium műszereivel. A Tihanyi Obszervatóriumban végzett méréssorozat eredménye a következő:

$$\begin{aligned} H_{Ty} - H_{Ni} &= 7\gamma \\ Z_{Ty} - Z_{Ni} &= 6\gamma, \end{aligned}$$

tehát a tihanyi műszerek 6–7 gammával nagyobb mérőszámot állapítanak meg a térerősségkomponensekre, mint a niemecki műszerek. Ez a kis eltérés a régebbi összemérések óta változatlan, és ez is megerősíti, hogy műszereink jól tartják állandóikat.

Sajnos a mágnességnek nincs kellő pontosságú etalonja, ezért a különböző obszervatóriumok között mindig vannak kisebb eltérések. Az 1 gamma pontosság olyan nagy követelmény, hogy ennek elérése az egyes országok között állandóan megismételt ellenőrző összeméréseket kíván.

Mind a niemecki, mind pedig a tihanyi műszerek méréseiből kiszámítottuk a teljes térerősséget és a kapott értékeket összehasonlítottuk azzal, amelyet protonprecessziós magnetométerünk mér. Ez az utóbbi összehasonlítás a niemecki értékeket igazolja vagyis a tihanyi műszerek szintje néhány gammával a legvalószínűbb szint fölött van. Tervbe vettük, hogy további ellenőrző összemérést végzünk majd a két ország protonprecessziós műszereivel.

Az alaphálózat pontjain a mérési munkálatokat 1964 V. 19-én kezdtük és 1965. XII. 3-án fejeztük be. A mérőcsoportot 1964-ben SULOKY ISTVÁN, 1965-ben ACZÉL ETELKA vezette. A munkában a szerzőkön kívül SZALAY EMŐKE, SAJTI LÁSZLÓ, WALLNER ÁKOS, VARGA PÉTER, KOMÁROMI SÁNDOR, DANKHÁZI LÁSZLÓ, SZABÓ GYÖRGY, BESLÉNYI KLÁRA és KURALI FERENCNÉ vettek részt.

A mért adatok feldolgozása

a) AZ EREDMÉNYEK IDŐBELI KORREKCIÓJA

A terepi mérések nyers eredményei arra az időpontra vonatkoznak, amikor a mérés történt. Ahhoz, hogy ezeket egységesen értékelhessük, az adatokat legelőször egyetlen közös időpontra kell redukálnunk. A térelemek időbeli változását a Tihanyi Obszervatórium regisztrátumai szerint vettük korrekcióba: valamennyi észlelt értéket 1965,0-ra, a mérési időszak közepére vonatkoztattunk.

b) A MÁGNESES ELEMÉK NORMÁLIS TERÜLETI VÁLTOZÁSÁNAK MEGHATÁROZÁSA

Az 1965,0-ra redukált adatok még tartalmazzák azokat a helyi zavarokat, amelyeket a műszer alatti kis kiterjedésű hatók okoznak, ezért ezek az adatok még általában nem reprezentálják a mágneses normáalteret. A helyi hatásokat a mérés kiegyenlítésével küszöböltük ki.

A mérési eredményeket a földrajzi koordináták olyan másodfokú polinomjával közelítettük meg, amelyre a mért és a számított értékek különbségeinek a négyzetösszege a lehető legkisebb. A polinomokból minden mérési pont-

ra kiszámítottuk a térelemeket. A mért értékek a számítottaktól többé-kevésbé eltérnek. Ahol ez az eltérés nagy, ott a mérés valamilyen lokális anomálián történt, tehát a normáltér kiszámítására nem alkalmas. 30 olyan pontunk volt, ahol a Z -ben vagy a H -ban ez az eltérés elérte a 100 gammát, illetőleg a D -ben meghaladta a 10'-et. Ezeket az erősen anomáliás pontokat elhagyva, a megmaradó 270 állomás adatain a kiegyenlítést megismételtük. Az így kapott egyenletek már jobban leírják a térelemek normális menetét, hiszen a nagy anomáliák hatásától már mentesek. A még jobb közelítés érdekében azonban a számítást még egyszer megismételtük, és most már azokat a pontokat is kihagytuk, amelyeken a térerősség-komponensek anomáliája 50 gammánál nagyobb volt, vagy a deklináció anomáliája elérte a 8 szögpercet. Ebben a harmadik számításban már csak 231 állomás adatai szerepelnek. Ennek az eredményét tekintjük egész országos mérésünk végeredményének. Mindaz az információ, amelyet kétéves mérési munkánk nyomán a mágneses elemek normális menetéről tudunk, azokban a normálegyenletekben van összesűrítve, amelyeket ez a harmadik számítás ad.

A mágneses elemek 1965.0-ra vonatkozó normálegyenletei

$$D_{1965,0} = -21,87' - 0,10859\Delta\varphi + 0,31918\Delta\lambda + 0,0005524\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0004023\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,00009791\Delta\lambda^2$$

$$H_{1965,0} = 22026,42\gamma - 9,22845\Delta\varphi - 0,01752\Delta\lambda + 0,0027472\Delta\varphi^2 - \\ - 0,0006282\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00057366\Delta\lambda^2$$

$$Z_{1965,0} = 40832,71\gamma + 10,69786\Delta\varphi + 1,30976\Delta\lambda - 0,0070827\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0003716\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00020691\Delta\lambda^2$$

$$I_{1965,0} = 61^\circ 39,46' + 0,97448\Delta\varphi + 0,04731\Delta\lambda - 0,0004938\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0000252\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,00003186\Delta\lambda^2$$

$$T_{1965,0} = 46393,09\gamma + 5,08052\Delta\varphi + 1,15120\Delta\lambda - 0,0035398\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0001674\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00044158\Delta\lambda^2$$

ahol $\Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30'$ és $\Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$

Ha $\Delta\varphi$ -t és $\Delta\lambda$ -t percben helyettesítjük ezekben a formulákba, akkor a térerősségeket gammában, a szögeket percben kapjuk meg.

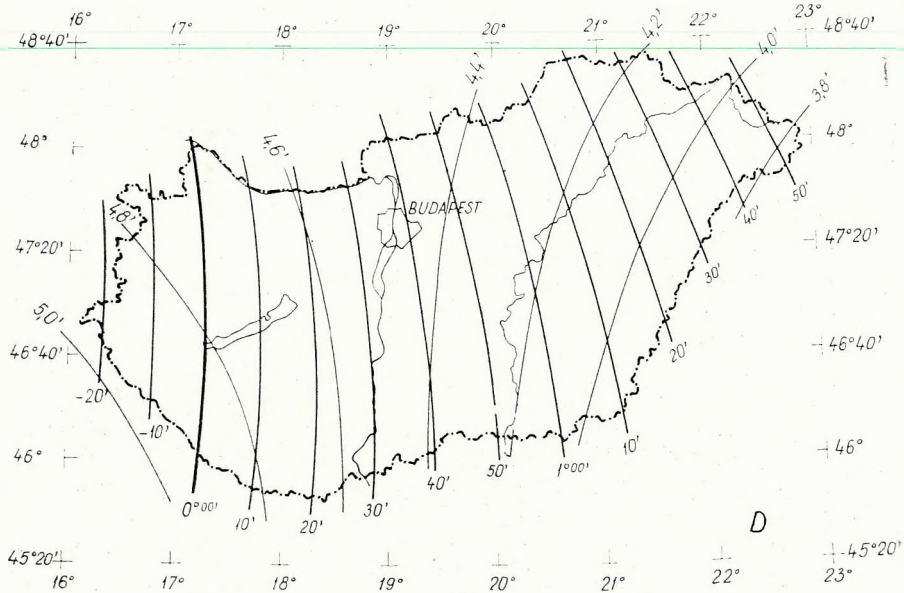
Felvetődik a kérdés, hogy nem kapnánk-e még pontosabb képet az ország mágneses normálteréről akkor, ha a megkezdett eljárást folytatva kizárnánk a további kiegyenlítésből azokat a pontokat is, amelyeken az anomália eléri a 40 gammát, 30 gammát stb. Azt gondolhatnók, hogy az újra és újra megismételt számítások során olyan polinomokat kell kapnunk, amelyeknek az együtthatói konvergálnak valamilyen határértékhez, annak a polinomnak az együtthatóihoz, amelyik a normálteret a legjobban leírja. Nyilvánvaló azonban, hogy a számításban szereplő pontok számát túlzottan csökkenteni nem célszerű. További vizsgálatok szükségesek még annak a kiderítésére, hogy hol van az a határ, ameddig a számításhoz felhasznált pontok számát csökkenteni lehet.

Mivel a feldolgozáshoz igen nagy mennyiségű numerikus munkára volt szükség, a kiegyenlítést programvezérlésű elektronikus számológéppel végeztük.

Az eredmények térképi ábrázolása

A bemutatott térképeken a mágneses elemek normális területi alakulását a viszonylag vastagon kihúzott izogon, izoklin és izodinam vonalak szemléltetik.

A 3. ábrán a *deklináció* (D) területi alakulása látható. A különösen vastagon rajzolt $0^{\circ}00'$ jelű vonal köti össze azokat a pontokat, ahol a deklináció értéke



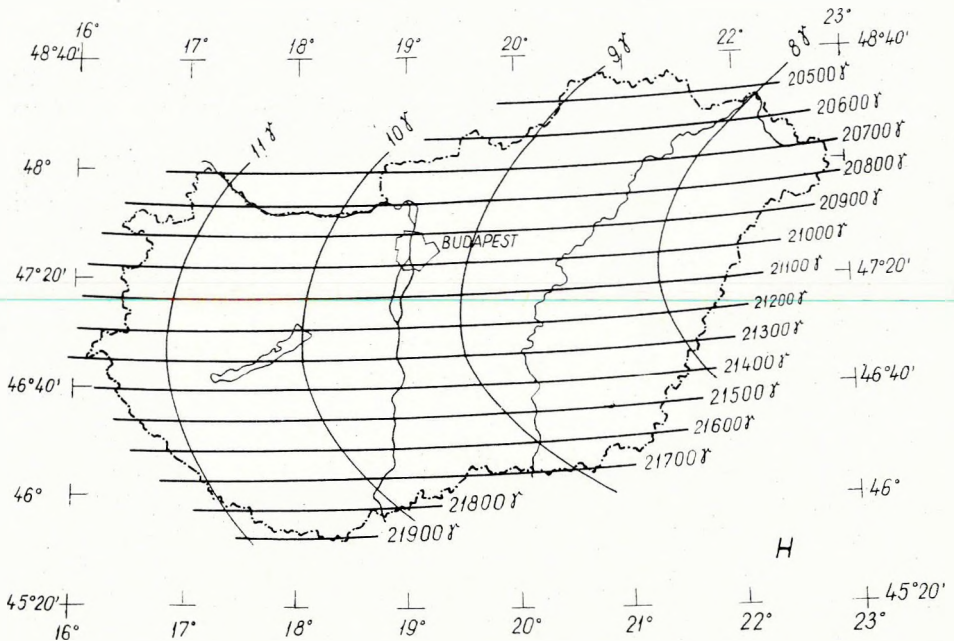
3. ábra. A deklináció normálértékének izogon görbéi 1965,0-ban
A deklináció izopor görbéi 1950 és 1965 között

Fig. 3. The isogon-lines of the normal value of the declination in 1965,0
The isopor-lines of the declination between 1950 and 1965

Фиг. 3. Изогоны нормальных величин склонения в 1965,0
Изопоры склонения в период с 1950 по 1965 гг.

zérus. Ez az ún. agonvonal az 1965,0 időpontban (amelyre összes térképünk vonatkozik) a Balaton Ny-i végén haladt át. Ettől K felé a deklináció pozitív és az agonvonaltól távolodva növekszik. Ez szemléletesen azt jelenti, hogy a szóban forgó területen az iránytű a csillagászati É-i iránytól K-re tér el, és ez az eltérés annál nagyobb, minél jobban eltávolodunk a deklináció nullvonalától. Az ország nyugati szélén a deklináció negatív, tehát nyugati, és az agonvonalától távolodva szintén növekszik. Az ország nyugati és keleti széle között a különbség több, mint 2° .

A 4. ábra térképe a *vízszintes térerősség* (H) területi változását ábrázolja. Az izodinam vonalak közelítőleg Ny – K-i irányban futnak, tehát a legerősebb



4. ábra. A vízszintes térerősség normálértékének izodinam görbéi 1965,0-ban
A vízszintes térerősség izopor görbéi 1950 és 1965 között

Fig. 4. The isodinam-lines of the normal value of the horizontal intensity in 1965,0
The isopor-lines of the horizontal intensity between 1950 and 1965

Фиг. 4. Изодинамы нормальных величин горизонтальной составляющей напряженности поля в 1965,0
Изопоры горизонтальной составляющей в период с 1950 по 1965 гг.

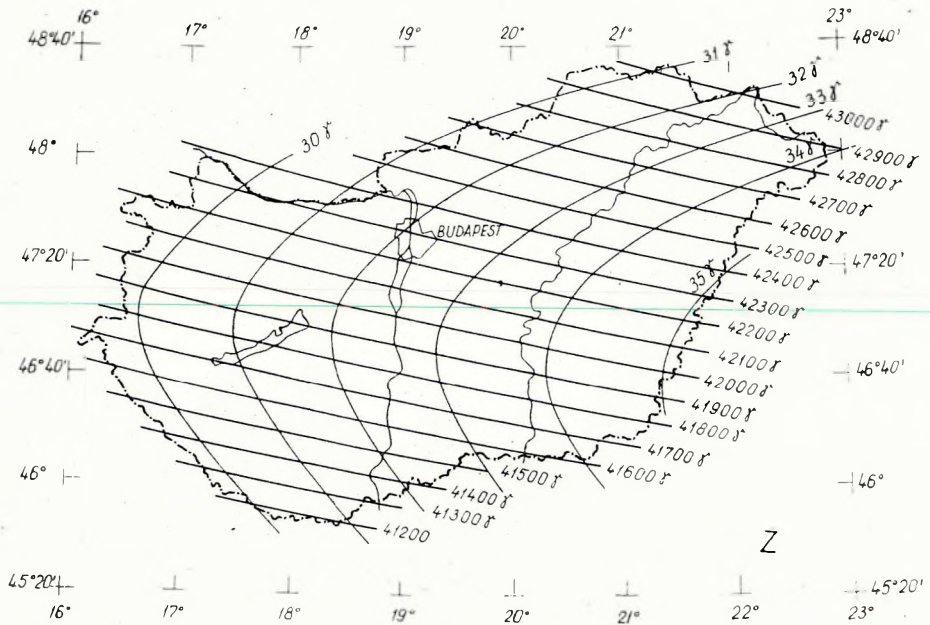
változás É–D-i irányban van, ez az ország közepén kb. 5 gamma/km-ként. A vízszintes térerősség az ország D-i részén 1400 gammával több, mint az É-ra legjobban felnyúló területeken.

A 5. ábrán a függőleges térerősség (Z) izodinam görbéit mutatjuk be. A térképről leolvasható, hogy a függőleges erőösszetevő az ország ÉÉK-i határán mintegy 1800 gammával nagyobb, mint a legdélebbi területeken. Az 1 km-es változás átlagosan 5 gamma az É-i, 1,1 gamma a K-i irányban.

Az 6. ábrán a teljes térerősség (T) területi változását látjuk. Az ország területén előforduló legnagyobb normális különbség kb. 1000 gamma, a 1 km-es átlagos változás 2,5 gamma az É-i, 1,1 gamma a K-i irányban, tehát az eredő térerősség térbeli változása kisebb, mint bármelyik összetevőé. Ennek oka, hogy a vízszintes komponens D-i, a függőleges pedig közelítőleg É-i irányban növekszik, tehát az eredő térbeli változását az összetevők ellentétten befolyásolják.

A 7. ábrán az inklináció (I) izoklinjeit mutatjuk be.

A mágneses világfelmérés kiegyenlített térképeit szintén az 1965,0 időpontra redukált adatokból szerkesztették meg, így ezeket közvetlenül össze-



5. ábra. A függőleges térerősség normálértékének izodinam görbéi
1965,0-ban

A függőleges térerősség izopor görbéi 1950 és 1965 között

Fig. 5. The isodinam-lines of the normal value of the vertical intensity in 1965,0
The isopor-lines of the vertical intensity between 1950 and 1965

Фиг. 5. Изодинамы вертикальной составляющей напряженности поля
в 1965,0

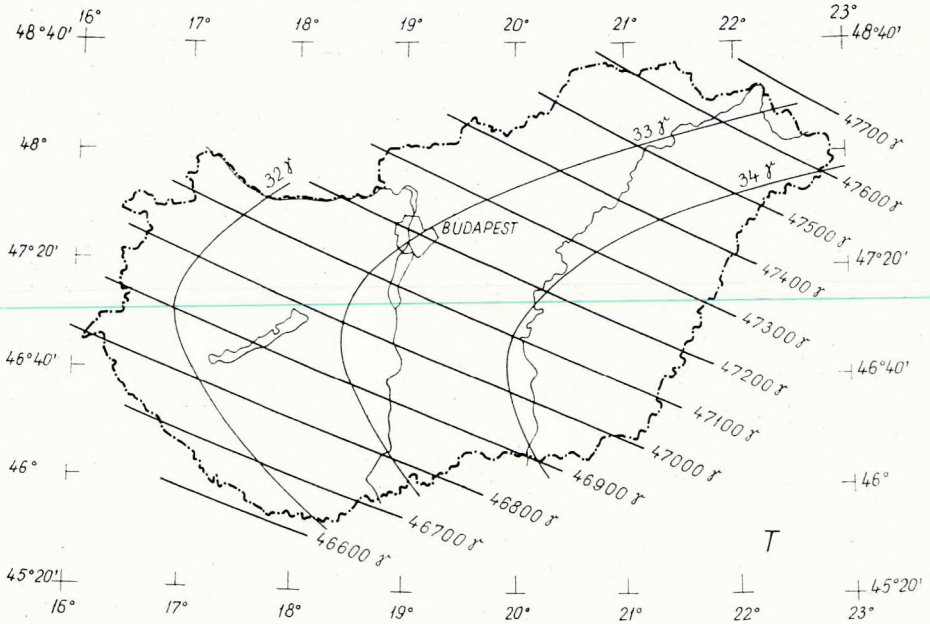
Изопоры вертикальной составляющей в период с 1950 по 1965 гг.

lehetett hasonlítani az országos mérés térképeivel. Egy világméretű kiegyenlítés szempontjából hazánk olyan kis terület, hogy lényeges eltérésekre lehetett számítani. Az egyezés azonban meglepően jó, térképeink vonalserege jól beleillik a világtérképek sokkal ritkábban meghúzott görbéi közé.

Sajnos a szomszédos országokkal nem tudtuk eredményeinket összehasonlítani, mert ezekben az országokban hasonló jellegű mágneses felmérés ebben az időszakban nem történt.

A mágneses tér időbeli változására nyert eredményeink

Az előző országos mérés adatait 1950,0-ra, tehát 15 évvel korábbi időpontra redukálták. Ezeket összehasonlítottuk jelenlegi mérésünk eredményeivel, és az eltérésekből kiszámítottuk, hogy mennyi volt a térelemek évi átlagos változása. Ez az időbeli változás szintén függvénye a földrajzi helynek. Térképeinken vékony vonallal kötöttük össze azokat a pontokat, amelyekben az évi változás ugyanakkora volt. Ezeket a görbéket nevezik *izoporoknak*.



6. ábra. A teljes térerősség normálértékének izodinam görbéi 1965,0-ban
A teljes térerősség izopor görbéi 1950 és 1965 között

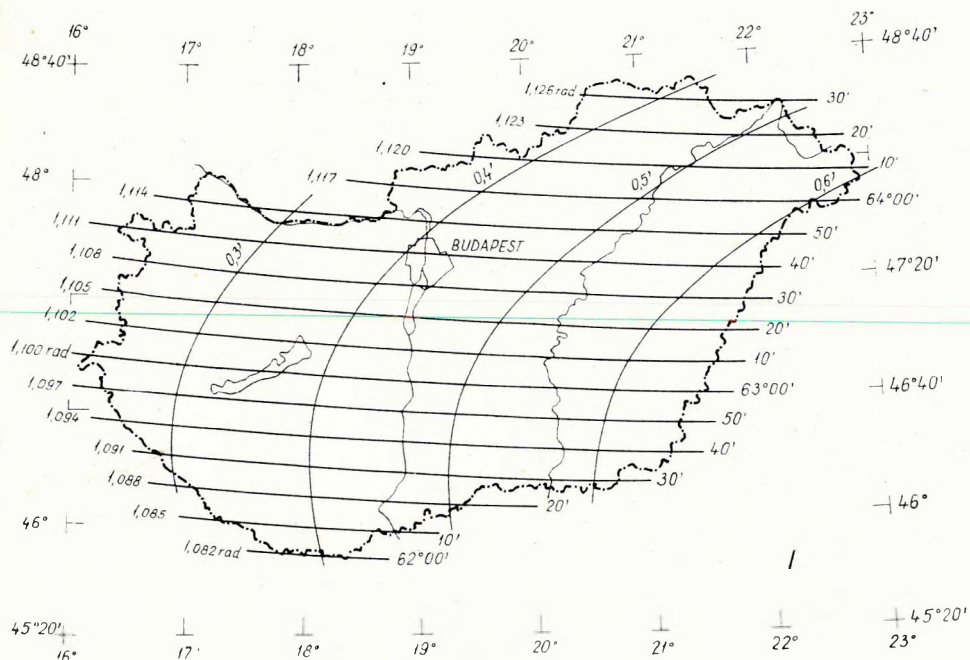
Fig. 6. The isodina lines of the normal value of the total intensity in 1965,0
The isopora-lines of the total intensity between 1950 and 1965

Фиг. 6. Изодинамы нормальных величин тотальной напряженности поля в 1965,0
Изопоры тотальной напряженности поля в период с 1950 по 1965 гг.

A térképekről (3., 4., 5., 6., 7. ábrák) kiolvasható, hogy a térerősségkomponensek és a deklináció az időben lassan növekszenek az inklináció pedig majdnem változatlan.

A deklináció növekedése szemléletesen azt jelenti, hogy a mágneses I -i irány a csillagászati északtól egyre jobban elfordul K felé. Ennek megfelelően a térképi ábrázolásban az izogon vonalak az idők folyamán lassan Ny felé tolódnak. Pl. az agonvonal 1950-ben az Alföld közepén húzódott, 1965-ig elvándorolt a Dunántúl Ny-i részére és néhány év múlva elhagyja az ország területét.

Az ábrázolt változások 15 éves átlagok, ezért a pillanatnyi viszonyokat nem elég jól tükrözik. A Tihanyi Observatórium észleléseiből tudjuk, hogy a változások eleinte nagyobbak, később lényegesen kisebbek voltak. A tihanyi adatsor tehát arra mutat, hogy a térelemek időbeli változásának területi függését is csak gyakrabban végzett felmérésekkel lehet jobban megismerni. Ezért a jövőben kétévenként újramérjük az alaphálózat 15 egyenletesen elosztott pontját, és ennek a ritkább, ún. szekuláris hálózatnak a pontjaiban kísérjük majd figyelemmel a földmágnesség időbeli változását a következő országos mérésig, amely 1980 körül esedékes.



7. ábra. Az inklináció normálértékének izoklin görbéi 1965,0-ban
Az inklináció izopor görbéi 1950 és 1965 között

Fig. 7. The isoclin-lines of the normal value of the inclination in 1965,0
The isopor-lines of the inclination between 1950 and 1965

Фиг. 7. Изоклины нормальных величин наклонения в 1965,0
Изопоры наклонения в период с 1950 по 1965 гг.

Ebben a dolgozatban az 1964–65-ös eredményeket mutattuk be. Az előző országos mérés adatait csak az izopor görbék megszerkesztéséhez használtuk fel. A szokásnak megfelelően tervezzük még egy monográfia elkészítését, amelyben az utolsó két országos mérés eredményeit és további vizsgálatainkat kívánjuk összefoglalni.

THE NATIONAL MAGNETIC NETWORK OF 1964 – 65 IN HUNGARY

E. ACZÉL – R. STOMFAI

Introduction

The *IGY* (1957–59) program comprised – among others – the magnetic coverage of the Earth. The period, however, having coincided with the strongest solar activity, didn't prove suitable. So, the work was postponed to a period of minimum solar activity. It was only too evident to repeat *all* measurements influenced by solar activity; thus came the *IQSY* into being and the mentioned magnetic coverage shifted within the tasks of the latter, in the end.

Hungary joined the program with a 300 station national basis-network (1964–65). The works, results, scientific and practical significance of this program are described briefly on the following pages.

The task of the national basis network-measurements

The task of such measurements is to trace the temporal variation of the terrestrial magnetic field and the areal distribution of the same. The data of the observatories earlier pointed out that the magnetic components disclose – beside the quick variations – slow but intense, unidirectional variations, too. To trace these, the data of a few observatories are insufficient. This is the reason why it is necessary to reambulate the national networks from time to time. There is another reason, too. The deep-lying cause of the terrestrial magnetic field is unknown. Consequently there is no formula to describe the normal trend of the magnetic components upon the surface. The normal field can only be traced by surface measurements; moreover, the surface measurements must yield the solution for the real nature of the source of the terrestrial magnetism.

The basis network measurements have practical purpose, too. In the results of the detailed (applied) magnetic survey the normal and local variations (from magnetic bodies) are interwoven. One has to know the normal field in order to separate it from local anomalies.

Historical background

The present reambulance is the fifth program in the history of the measurements of the national magnetic networks.

The first national measurement was executed by Károly KREIL between 1847 and 1857. The network covered the entire area of the Austro-Hungarian Empire; 52 of the stations fell upon the area of the then Hungary.

From 1864 to 1879 lasted the second measurement of 111 stations, performed by Guido SCHENZL.

Within both programs, a long time elapsed between the observations, and this circumstance increased the error introduced by the reduction to one single epoch. Beside this, Munich offered the next observatory; temporal variations could be taken into correction only by Munich data.

No high accuracy could be expected from the mentioned measurements, since both programs were executed with rather primitive instruments.

Ignác KURLÄNDER in 1890 recorded the magnetic components upon 38 stations all over the country. Although the number of the stations was smaller, the accuracy increased and the survey required less time than any of the previous ones.

Henceforward for as long as 60 years no reambulance took place. Jenő HOFHAUSER, in 1934-36, determined merely the areal dependence of the declination for military and geographical purposes.

The fourth national program took place in 1949-50. György BARTA recorded all of the magnetic components on 290 evenly distributed stations. This measurement surpassed all its predecessors both in station-number and in accuracy. Up-to-date instruments, a central recording station (Budakeszi) for the temporal reductions worked together to improve the quality of the determination of the normal areal distribution of field-components.

The present — fifth — national program started in 1964, on the centennial of the Schenzl-survey. It lasted similarly for two years. In the meantime a modern new observatory — Tihany — was set up. In the reductions we availed ourselves of the data of the Tihany Geophysical Observatory. This was the first measurement having all its stations recorded with the same instruments. Our instruments are traditional, but owing to their extremely high reliability they meet the demands best even nowadays. This is the reason, besides a careful work, of having attained an accuracy higher than that required by international standards.

The stations of the new basis-network

The temporal variation of the magnetic components can be traced best if the repeated observations are identically located. For this reason the new network has been connected to the triangulation network of the recent Gauss-Krüger system. The cairns of the latter have concrete reinforcements; in all probability they will serve our purposes for decades. As mentioned above, 300 stations were located, in an even coverage of the country. The station-spacing is 20-25 km (Fig. 1).

It is rather favourable for our D measurements that each triangulation cairn is provided with two witness points precisely oriented. Because of the iron constituents of the cairns it was necessary to remove the actual observation point to 15-20 m along the straight line connecting the cairn and one of its witness points.

The execution of the measurements

The declination (D), the horizontal (H) and vertical (Z) components of the terrestrial magnetic field were directly observed. The inclination (I) and the total intensity (T) were computed with the formulas

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} \quad \text{and} \quad T^2 = H^2 + Z^2$$

The connection between the mentioned components is demonstrated in Fig. 2.

All observations were made with two instruments in order to increase accuracy and to completely avoid gross errors. The vertical intensity was recorded with *BMZ* balances Nos. 59 and 125, the horizontal intensity and the declination with *QHM* balances Nos. 219 and 227.

The denotation *BMZ* (Balance Magnetic Zero) refers to the principle of operation of the instrument. The swinging part is a magnet-needle adjustable to horizontal position only when the vertical intensity is zero on the spot. The observation itself is a compensation of the terrestrial field through a fixed and a revolving steel-magnet. As soon as the swinging needle is adjusted into horizontal position, the terrestrial Z and the sum of the vertical intensity of the magnets are antithetically equal. Out of the position and momentum of the magnets this sum-effect can be computed and the terrestrial Z is equal to it.

When recording vertical intensity, the position of the revolving magnet and the temperature of the instrument is read. The vertical intensity can be computed by the formula

$$Z = Z_C + Z_T - \alpha t - 2\alpha \Delta t.$$

where Z_C is the effect of the main-magnet, Z_T is the effect of the revolving magnet, α is the temperature constant, t is the temperature, Δt is the temperature variation pro min. The instrument-parameters are as follows:

	Z_C	α
59 <i>BMZ</i>	41944	$15,48 + 0,00037 Z_T$
125 <i>BMZ</i>	42346	$15,50 + 0,00025 Z_T$

Applying these parameters the vertical intensity is obtained in gammas.

The *QHM* (Quartz Horizontalforce Magnetometer) is designed to compare the horizontal intensity with the torsional force of a quartz-filament. The very soul of the instrument is a horizontally positioned small magnet-needle suspended on a thin quartz-filament. When observing, the filament is twisted, i.e. the magnet is turned off from the original N-S direction. The terrestrial field strives at turning back the axis of the magnet toward N, hindered by the elastic strain in the quartz-filament. The actual reading is for the angle of deviation caused by the torsion momentum of the filament twisted by 2π . Hence, the turning momentum of the terrestrial field and its horizontal component can be computed. Which means that the determination of the horizontal

component similarly requires temperature and angle readings. The horizontal intensity correlates with the mentioned parameters in the following way:

$$\log H = C - \log \sin \psi + \mu t - kH \cos \psi,$$

where C , k and μ are constants, t is the temperature of the instrument, ψ is the angle of deviation from the meridian, caused by the torsional momentum of the twisted quartz-filament. The instrument-parameters are as follows:

	C	μ	$k H \cos \psi$
219 <i>QHM</i>	4,25655	0,000177	0,00005
227 <i>QHM</i>	4,25508	0,000200	0,00006

The order of magnitude of these parameters is fixed so as to obtain the horizontal intensity in gammas.

The *QHM* instrument with untwisted filament is a highly sensitive compass and is suitable for declination measurements.

Out of the above outline description the measurements seem to be rather simple — in principle at least. In order to attain the necessary accuracy, however, certain seemingly accessory circumstances must be kept in mind. The momentum of the magnets is temperature-sensitive; one ought to know the temperature of the instruments within one tenth of a centigrade, which is in field-circumstances practically impossible. The required accuracy can be attained only by a series of observations, thus a single station needs in fact more hours of work.

The instruments operate within the error limit of one tenthousandth, which requires a one hundredthousandth accuracy in the permanency of the momentum of the magnets. This is a high requirement compared to the fact that ordinary (horseshoe) magnets are apt to loose even a quarter of their original momentum especially if roughly treated. For this reason we made every effort to protect them during delivery. A sudden change in the instrument-parameters can, however, take place in spite of every carefulness, therefore from time to time we made check-up measurements for comparison's sake with the basis-instruments of Tihany and Nagyecenk. The results of these measurements are contained in Tables *I* and *II*. The difference between the two observatories remained constant within a few gammas.

In order to secure the international magnetic connection, between 8 and 12 Sept. 1964, we made a comparison check-up with the instruments of the Niemegek observatory (East-Germany). The Tihany series is the following:

$$\begin{aligned} H_{Ty} - H_{Ni} &= 7\gamma \\ Z_{Ty} - Z_{Ni} &= 6\gamma, \end{aligned}$$

This means that the Tihany recordings are by 6–7 gammas higher than the Niemegek ones. This negligible difference is, however, permanent; our instruments are, consequently, rather stable.

Sorrily enough, terrestrial magnetism has no etalon of sufficient accuracy; observatories are, consequently, apt to differ, how slight soever. The needed 1 gamma accuracy is high enough to require repeated check-up measurements between countries.

Table I

Comparative measurements of the horizontal intensity in the Tihany and Nagyecenk observatories in 1964 and 1965

Time	Location	H	$H_{Ty} - H_{Nk}$
11-12, 7, 1964	Tihany	21 097 γ	
14-15, 7, 1964	Nagyecenk	20 700 γ	397 γ
15-19, 3, 1965	Tihany	21 103 γ	
18, 3, 1965	Nagyecenk	20 708 γ	395 γ
23-24, 8, 1965	Tihany	21 096 γ	
26, 8, 1965	Nagyecenk	20 698 γ	398 γ
26, 11, 1965	Nagyecenk	20 696 γ	
1-2, 12, 1965	Tihany	21 095 γ	399 γ

Table II

Comparative measurements of the vertical intensity in the Tihany and Nagyecenk observatories in 1964 and 1965

Time	Location	Z	$Z_{Nk} - Z_{Ty}$
11-12, 7, 1964	Tihany	41 704 γ	
13-14, 7, 1964	Nagyecenk	42 031 γ	327 γ
15-22, 3, 1965	Tihany	41 708 γ	
17-18, 3, 1965	Nagyecenk	42 030 γ	322 γ
23-24, 8, 1965	Tihany	41 708 γ	
26, 8, 1965	Nagyecenk	42 028 γ	320 γ
27, 11, 1965	Nagyecenk	42 022 γ	
1-2, 12, 1965	Tihany	41 702 γ	320 γ

Having determined the total intensity out of both the Tihany and the Niemegek recordings and having compared the results with those of our proton-magnetometer, Niemegek was justified. Further proton-magnetometer check-ups are planned between the two countries.

The field work started 19. 4. 1964 and was finished 3. 12. 1965.

The processing of the recordings

a) THE TIME-CORRECTION OF THE RESULTS

The raw data refer to the actual time of the measurements. For a homogeneous interpretation the data must be – first of all – reduced to a common epoch. The temporal variation of the components was taken into correction according to the Tihany registrations; all observed values were reduced to 1965, 0, the middle of the reambulation period.

b) THE DETERMINATION OF THE NORMAL AREAL VARIATION
OF THE MAGNETIC COMPONENTS

The data reduced to 1965,0 still retain the local disturbances caused by small bodies within the sphere of the instruments, i. e. this data-system cannot be regarded as a normal field. The local disturbances were eliminated through reiterated smoothing of the measurements.

The actual results were approximated with such polynoms of second order of the geographical coordinates, as made a minimum in the squares of the differences of the computed and observed values (least squares). The components were computed out of the polynoms for every station. Observed and computed values differ more or less. A great difference means a local anomaly; the station is unsuitable for normal field determinations. At 30 stations the difference in either the Z or in the H rose as high as 100 gammas, or $10'$ in the D , respectively. These were neglected and another smoothing followed for the remaining 270 stations. Having repeated the smoothing omitting further stations of more than 50 gammas anomalies ($8'$ in the D) 231 stations remained in the end which can be regarded as final results.

All informations of the two years' program are condensed in the normal formulas, obtained from the third process.

The normal formulas of the magnetic components for the epoch
1965,0

$$D_{1965,0} = -21,87' - 0,10859 \Delta\varphi + 0,31918 \Delta\lambda + 0,0005524 \Delta\varphi^2 + \\ + 0,0004023 \Delta\varphi\Delta\lambda - 0,00009791 \Delta\lambda^2$$

$$H_{1965,0} = 22026,42 \gamma - 9,22845 \Delta\varphi - 0,01752 \Delta\lambda + 0,0027472 \Delta\varphi^2 - \\ - 0,0006282 \Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00057366 \Delta\lambda^2$$

$$Z_{1965,0} = 40832,71 \gamma + 10,69786 \Delta\varphi + 1,30976 \Delta\lambda - 0,0070827 \Delta\varphi^2 + \\ + 0,0003716 \Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00020691 \Delta\lambda^2$$

$$I_{1965,0}^s = 61^\circ 39,46' + 0,97448 \Delta\varphi + 0,04731 \Delta\lambda - 0,0004938 \Delta\varphi^2 + \\ + 0,0000252 \Delta\varphi\Delta\lambda - 0,00003186 \Delta\lambda^2$$

$$T_{1965,0} = 46393,09 \gamma + 5,08052 \Delta\varphi + 1,15120 \Delta\lambda - 0,0035398 \Delta\varphi^2 + \\ + 0,0001674 \Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00044158 \Delta\lambda^2$$

where $\Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30'$ and $\Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$,

Be $\Delta\varphi$ and $\Delta\lambda$ substituted in minutes, then intensities in gammas, and angles in minutes are obtained.

There may arise a question, of course, where is the reasonable limit of the reiterated smoothings without reducing the number of the stations below an insufficient quantity. The decision in this question is a matter of further investigations.

It is worth mentioning that owing to the enormous quantity of the computations electronic computers were applied in the smoothing process.

The maps of the results

Upon the maps enclosed, the normal areal variation of the magnetic components is demonstrated by the thick-drawn solid isogon, isoclin, isodinam lines.

Fig. 3. shows the areal distribution of the *declination* (D). The isoline of the $0^{\circ}00'$ is enhanced. This so-called agon-line in the reference epoch (1965,0) crossed the western end of the Lake Balaton. To the E of it the declination is positive and increasing. This means that in this area the compass deviates from the astronomical N to the eastward direction and the deviation is increasing with the increasing distance from the zero line of the declination. On the west part of the country the declination is negative, i. e. westerly, and similarly increases with the increasing distance from the agon-line. The difference between the W and E border of the country is more than 2° .

Fig. 4 shows the areal variation of the *horizontal intensity* (H). The isodinams trend approximately east-westerly, consequently the direction of the strongest variation is $N-S$ and this means 5 gamma pro kilometer around the middle of the country. The horizontal intensity on the southern part of the country is by 1400 gamma higher than in the northernmost areas.

Fig. 5 shows the isodinams of the *vertical intensity* (Z). It is demonstrated, that the vertical component on the NNE border of the country is by abt. 1800 gamma higher than in the southern areas. The variation for 1 km is in average 5 gamma in the northern, 1,1 gamma in the southern direction.

Fig. 6 shows the areal variation of the *total intensity* (T). The greatest difference within the country is abt. 1000 gamma; the average variation for 1 km is 2,5 gamma in the northern, 1,1 gamma in the southern direction. The (resultant) variation is less than that of any of the components. The horizontal component increases southward, the vertical one northward, no wonder that the total is antithetically influenced.

Fig. 7 shows the isoclins of the *inclination* (I).

Since the maps of the magnetic world-coverage are similarly reduced to the epoch 1965,0, a direct comparison is possible. Although serious differences were duly expected (being Hungary as small as she is), the similarity is surprisingly good.

No comparison is possible with the adjacent countries, for no such measurements were carried out in those countries during the reported period.

The temporal variation of the terrestrial field

The former national measurements were reduced to 1950,0 (15 years earlier). Having compared these old results with the present ones, the annual average variations of the components were determined. The temporal variation is, of course, similarly dependent on the geographical position. Upon the maps thin solid lines (isopor lines) represent the equal annual variation.

Figs. 3, 4, 5, 6, 7 show that the field components and the declination slowly increase with the time and the inclination remains almost unchanged.

The increase of the declination means that the magnetic northern pole increasingly deviates from the astronomical one to the East. The isogon lines, accordingly, slowly drift westwards. The agon-line e.g. crossed the Great-Plain in 1950; until 1965 it drifted to the western part of Transdanubia and after a few years it will leave our territory.

The demonstrated variations are 15 year-long averages, they cannot represent well the variations for a smaller time-segment. It is known e.g. from the Tihany registrations that the rate of the variation decreased recently. The areal distribution of the variation of the components can, consequently, be correctly determined only with more frequent reambulances. For this reason in the future we are going to reambulate 15 evenly distributed stations of the basis-network and upon this loose, so-called „secular” network we are going to keep the temporal variations under closer surveillance until as far as 1980, the next national reambulance.

The present paper dealt with the results of the 1964–65 measurements. The former's (1949–50) results were used only to the isopor lines. As usual, a monographical publication is still planned to sum up the results of the last two national reambulances and our further considerations.

РАБОТЫ ПО ГОСУДАРСТВЕННОЙ ОПОРНОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ СЕТИ В ВЕНГРИИ ЗА 1964—1965 ГГ.

Э. АЦЕЛ—Р. ШТОМФАИ

В программе международного геофизического года (1957—1959) было предусмотрено проведение магнитной съемки Земли. Однако МГГ совпал по времени с периодом сильной солнечной активности. Данный период с частыми магнитными возмущениями не оказался подходящим для проведения такой работы и она была отложена на период с минимальной солнечной активностью. В связи с этим возник вопрос о целесообразности повторения в подобные годы *всех* измерений, на которые влияет солнечная активность. Для проведения этих работ в 1964—1965 гг. был организован Международный год спокойного Солнца, в рамках которого была выполнена магнитная съемка мирового масштаба.

К крупному объему этих работ Венгрия присоединилась с государственной опорной сетью, состоящей из 300 пунктов. В нижеследующем излагаются проведенные работы, полученные результаты, научное и практическое значение этих измерений.

Цель работы по созданию опорной сети

Целью работы по государственной опорной сети было прослеживание временных вариаций и пространственного распределения геомагнитного поля. Данные обсерваторных наблюдений уже давно обратили внимание на наличие, кроме небольших вариаций, также и медленных, но значительных вариаций в одном направлении элементов магнитного поля. Данные наблюдений обсерваторий, расположенных в некоторых пунктах территории страны, не оказываются достаточными для прослеживания этих вариаций и поэтому через определенные промежутки времени целесообразно проводить измерения государственного масштаба. Эти данные необходимы и по другим соображениям. Причина геомагнетизма неизвестна, в связи с чем невозможно получить формулу, определяющую нормальное распределение элементов геомагнитного поля на поверхности Земли. Нормальное поле известно только по наземным съемкам и именно по этим данным можно пытаться судить об источнике геомагнетизма, т.е. о причине, вызывающей наблюдаемые действия сил.

Работы по опорной геомагнитной сети имеют и практическую цель. В результатах детальной (прикладной) магнитометрической съемки отобра-

жаются как нормальные, так и локальные вариации элементов геомагнитного поля.

Следовательно необходимо знать нормальное поле для разделения его от аномалий, вызываемых локальными причинами.

Предистория работ

Рассматриваемые работы по государственной опорной сети представляли собой пятую программу подобных работ в истории геомагнитных исследований Венгрии.

Первая государственная съемка была проведена *Карой Креилом* в период с 1847 по 1857 гг. Опорной сетью была покрыта вся территория Австро-Венгерской Монархии; 52 пункта сети приходилось на территории тогдашней Венгрии.

Вторая съемка, выполненная *Гуидо Шенцлом* на 111 пунктах, проводилась с 1864 по 1879 гг.

В обеих программах между отдельными наблюдениями проходило довольно длительное время, в связи с чем в значительной мере увеличилась погрешность, вызванная приведением результатов измерения к единственной эпохе. На точность редукции отрицательно повлияло и то обстоятельство, что ближайшая обсерватория находилась в Мюнхене, вследствие чего ввести поправки за вариации элементов геомагнитного поля во времени можно было только по данным этой обсерватории.

Нельзя ожидать высокой точности этих измерений и в связи с тем, что они проводились при помощи довольно примитивных приборов.

В 1890 г. *Игнатий Курлендер* определил элементы геомагнитного поля на 38 пунктах страны. Данная съемка проводилась на меньшем количестве пунктов, но уже при помощи более точных приборов и за гораздо менее продолжительное время по сравнению с предыдущими съемками. Материал наблюдений обрабатывался также более тщательно.

После этого в течение 60 лет не проводились никакие магнитные съемки, охватывающие всю страну и все элементы поля. В период с 1934–36 гг. *Енэ Хофхаузером* проводились работы по определению зависимости склонения от территории, в основном для военных и картографических целей.

Четвертая программа по созданию опорной геомагнитной сети выполнялась в 1949–50 гг. *Дьёрдь Барта* определил элементы магнитного поля в 290 пунктах, равномерно распределенных по территории страны. Как по количеству пунктов, так и по точности измерений данная съемка далеко превосходила все предыдущие. Измерения проводились при помощи современных приборов, а временная редукция данных наблюдений осуществлялась по данным станции, расположенной в центральном месте, в г. Будапеште. Путем выравнивания системы данных было определено нормальное распределение элементов геомагнитного поля.

Рассматриваемая пятая государственная съемка была начата в 1964 г., как раз в столетнюю годовщину исследований Штенцла; измерения проводились в течение двух лет. При редукции наблюдений применялись данные созданной с тех пор современной Тиханьской геофизической обсерватории.

В серии государственных съемок в данном случае впервые применялись одни и те же приборы для всех пунктов. Эти приборы работают по классическому принципу, однако, благодаря весьма высокой степени их надежности, они до сего времени оказываются наиболее подходящими для проведения работ подобного характера. Это, а также тщательность, с которой были выполнены измерения, позволили достигнуть точности результатов, в значительной мере превышающей международные требования.

Пункты новой опорной сети

Временные вариации элементов геомагнитного поля лучше всего наблюдаются в том случае, если при повторении измерений приборы устанавливаются в одних и тех же пунктах. В связи с этим геомагнитная сеть была привязана к новой геодезической сети триангуляционных пунктов системы Гаусса—Крюгера. Последние закреплены при помощи железобетонных плит, благодаря чему можно надеяться, что данные пункты будут соответствовать нашим целям в течение нескольких десятков лет. Вышеуказанные 300 опорных пунктов распределяются равномерно по всей территории страны, с расстояниями между ними, равными 20—25 км (Фиг. -1).

Особенно благоприятным обстоятельством является то, что у каждого триангуляционного пункта закреплены два репера с точно определенными азимутами. Таким образом в поле определено географическое направление, которое может использоваться для измерения склонения. Для исключения влияния железного закрепления бетонных плит, сами пункты магнитометрических наблюдений смещены на 15—20 м от триангуляционных пунктов, по прямой, связывающей триангуляционный пункт с одним из реперов.

Проведение измерений

Непосредственно измерялись магнитное склонение (D), а также горизонтальный (H) и вертикальный (Z) компоненты напряженности геомагнитного поля. Из этих независимых друг от друга данных вычислялись отклонение (I) и тотальная величина напряженности поля (T) по соотношению

$$\operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} \quad \text{и} \quad T^2 = H^2 + Z^2.$$

Связь этих элементов поля показана на Фиг. 2.

Все наблюдения проводились при помощи двух приборов, для повышения точности и для исключения возможных грубых погрешностей. Вертикальная составляющая измерялась при помощи приборов типа *BMZ* № 59 и 125, а горизонтальная составляющая и склонение — при помощи приборов *QHM* № 219 и 227.

Название „*BMZ*” представляет собой сокращение названия „*Balance Magnetic Zero.*”, примерно означающего „Магнитные весы, работающие по принципу метода компенсации” что одновременно указывает на принцип рабо-

ты прибора. Подвесная система прибора представляет собой магнитную стрелку, которая устанавливается в горизонтальном положении только в случае, если в данном месте вертикальная напряженность поля равна нулю. Измерение заключается в точной компенсации напряженности поля при помощи неподвижного и вращаемого стальных магнитов. Путем вращения последнего магнита поле изменяется до тех пор, пока подвесная стрелка не устанавливается в горизонтальном положении. При этом вертикальная напряженность земного поля Z и суммарная напряженность полей обоих магнитов обратно равны друг другу. По положению и моменту стальных магнитов можно вычислить суммарное воздействие, а величина Z равна этому воздействию.

При измерении вертикальной напряженности поля с прибора можно отсчитывать положение вращаемого магнита и температуру прибора. По этим данным напряженность определяется при помощи соотношения

$$Z = Z_C + Z_T - \alpha t - 2\alpha \Delta t,$$

где Z_C — эффект главного магнита, Z_T — эффект вращаемого магнита, α — температурная постоянная, t — температура и Δt — изменение температуры за 1 минуту. Постоянные приборов приведены в следующей таблице:

	Z_C	α
59 BMZ	41944	$15,48 + 0,00037 Z_T$
125 BMZ	42346	$15,50 + 0,00025 Z_T$

При использовании указанных постоянных интенсивность вертикальной составляющей поля получается в гаммах.

Сокращение *QHM* соответствует названию *Quartz Horizontalforce Magnetometer*. Данный прибор предназначен для сопоставления горизонтальной интенсивности поля с силой кручения кварцевой нити. Основной частью прибора является небольшая магнитная стрелка горизонтального положения, подвешенная на тонкой кварцевой нити. При измерениях нить закручивается, благодаря чему магнит отклоняется от исходного меридионального направления. Земное поле старается возратить ось магнита в направлении к северу, но этому препятствует упругое напряжение, возникающее в кварцевой нити. При этом измеряется угол, на который упругая сила закрученной на 2π нити отклоняет магнит от исходного направления. Из этого можно вычислить вращающий момент земного поля, а также горизонтальную составляющую силы.

Следовательно, для определения горизонтальной интенсивности поля необходимо проводить измерение температуры и угла. Горизонтальная составляющая поля связана с этими параметрами со следующей зависимостью:

$$\log H = C - \log \sin \psi + \mu t - kH \cos \psi,$$

где C , k и μ — постоянные, t — температура прибора, а ψ — угол, на который крутильный момент закрученной нити отклоняет магнитную стрелку от меридионали. Приборы характеризуются следующими постоянными:

	C	μ	$kH \cos \varphi$
219 <i>QHM</i>	4,25655	0,000177	0,00005
227 <i>QHM</i>	4,25508	0,000200	0,00006

Порядок постоянных определен с таким расчетом, чтобы горизонтальную интенсивность получить в гаммах.

С незакрученной нитью прибор типа *QHM* работает как высокочувствительный компас и может служить для определения склонения.

Из вышеизложенного схематического описания видно, что измерения при помощи указанных приборов в принципе простые. Однако, для достижения необходимой точности некоторые обстоятельства, кажущиеся второстепенными, должны тщательно соблюдаться. Момент магнитов чувствителен к изменениям температуры, в связи с чем температуру приборов было бы необходимо задать с точностью до десятых долей градуса, что практически невозможно в полевых условиях. Требуемая точность может достигаться только при проведении серии наблюдений в каждом пункте. Следовательно наблюдение в одном пункте требует работы продолжительностью в несколько часов.

Приборы работают с точностью до десятитысячной доли, что требует выдержанности момента применяемых стальных магнитов до сотысячной доли. Это является весьма резким требованием, если подумать, что простой, подковообразный магнит с течением времени может терять свое действие в размере одной четверти, в частности при сильной механической нагрузке. Поэтому предпринимаются все меры для предохранения приборов в процессе их транспортировки. Но само собой разумеется, что несмотря на предосторожность, все-таки может случиться, что постоянные прибора скачкообразно изменяются и искажают результаты измерений. В связи с этим по временам проводятся сравнительные измерения с аппаратурой Тиханьской и Надьценкской обсерваторий. Результаты сравнительных измерений приводятся в таблицах I и II. Разность величин для двух обсерваторий была постоянной с точностью до нескольких гамм.

Для сохранения связи с международными определениями, в период с 8 по 12 сентября 1964 г. было проведено сопоставление наших приборов с аппаратурой Нимегской обсерватории. Серия измерений, проведенных в Тиханьской обсерватории, дала следующие результаты:

$$\begin{aligned} H_{Ty} - H_{Ni} &= 7 \text{ гамм} \\ Z_{Ty} - Z_{Ni} &= 6 \text{ гамм} \end{aligned}$$

что означает, что Тиханьские приборы дают на 6–7 гамм повышенные показания по сравнению с нимегскими приборами. Такое незначительное отклонение, не изменившееся со времени предыдущих сравнительных измерений, также подтверждает, что наши приборы хорошо сохраняют свои постоянные.

К сожалению для геомагнетизма нет эталона соответствующей точности, вследствие чего между отдельными обсерваториями всегда имеются определенные отклонения. Требуемая точность (1 гамма) настолько высока, что для ее достижения необходимо постоянно повторять проверку приборов.

Таблица I

Сравнительные измерения горизонтальной составляющей поля в Тиханьской и Надьценкской обсерваториях в 1964 и 1965 гг.

Срок проведения наблюдения	Место	H	$H_{Ty} - H_{Nk}$
11 - 12. VII. 1964 г.	Тихань	21 097 γ	397 γ
14 - 15. VII.	Надьценк	20 700 γ	
15 - 19. III. 1965 г.	Тихань	21 103 γ	395 γ
18. III.	Надьценк	20 708 γ	
23 - 24. VIII. 1965 г.	Тихань	21 096 γ	398 γ
26. VIII.	Надьценк	20 698 γ	
26. XI. 1965 г.	Надьценк	20 696 γ	399 γ
1 - 2. XII.	Тихань	21 095 γ	

Таблица II

Сравнительные измерения вертикальной составляющей поля в Тиханьской и Надьценкской обсерваториях в 1964 и 1965 гг.

Срок проведения наблюдения	Место	Z	$Z_{Nk} - Z_{Ty}$
11 - 12. VII. 1964 г.	Тихань	41 704 γ	327 γ
13 - 14. VII.	Надьценк	42 031 γ	
15 - 22. III. 1965 г.	Тихань	41 708 γ	322 γ
17 - 18. III.	Надьценк	42 030 γ	
23 - 24. VIII. 1965 г.	Тихань	41 708 γ	320 γ
26. VIII.	Надьценк	42 028 γ	
27. XI. 1965 г.	Надьценк	42 022 γ	320 γ
1 - 2. XII.	Тихань	41 702 γ	

По данным как Нимегской, так и Тиханьской обсерваторий была подсчитана тотальная интенсивность поля и полученные величины были сопоставлены с результатами протонного магнитометра. Последние подтверждают точность Нимегских данных. Предусматривается проведение дальнейших сравнительных измерений при помощи протонных магнитометров обеих стран.

Работы по опорной сети были начаты 19 мая 1964 г. и закончены 3. декабря 1965 г.

Обработка данных наблюдений

а) ВРЕМЕННАЯ РЕДУКЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предварительные результаты полевых наблюдений относятся к периоду проведения работ. Для единообразной интерпретации данных прежде всего необходимо привести их к общей эпохе. Поправки за временные изменения элементов поля были введены по записям Тиханьской обсерватории: все наблюдаемые величины были приведены к эпохе 1965,0, т.е. к середине периода полевых измерений.

б) ОПРЕДЕЛЕНИЕ НОРМАЛЬНЫХ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Данные, приведенные к эпохе 1965,0 все еще содержат локальные возмущения, вызванные небольшими возмущающими телами в окружности стоянки прибора, в связи с чем они еще не могут рассматриваться в качестве нормального поля. Локальные аномалии были исключены путем выравнивания результатов измерений.

Результаты измерений аппроксимировались полиномами второй степени географических координат, характеризующимися наименьшими суммами квадратов разности между измеренной и подсчитанной величинами. По этим полиномам для каждого пункта наблюдений были подсчитаны элементы поля. Измеренные и расчетные величины более или менее отклоняются друг от друга. Большие отклонения свидетельствуют о наличии некоторой местной аномалии, следовательно такие пункты не могут использоваться для вычисления нормального поля. В 30 пунктах это отклонение в величинах Z и H достигло 100 гамм, а в величинах $D - 10'$. После исключения этих сильно аномальных пунктов, выравнивание было повторено по данным остальных 270 пунктов. Полученные таким образом уравнения уже лучше отображают нормальное распределение элементов поля, так как они уже свободны от действия крупных аномалий. Для лучшей аппроксимации вычисление было повторено с исключением пунктов, аномальные величины которых превысили 50 гамм и $8'$ соответственно. В данное третье вычисление входит только 231 пункт и полученные таким образом результаты могут рассматриваться уже как окончательные. Все информации, полученные в процессе двухлетней работы о нормальном распределении элементов геомагнитного поля, сводятся к нормальным уравнениям, полученным из указанных окончательных вычислений.

Нормальные уравнения элементов геомагнитного поля для эпохи 1965,0

$$D_{1965,0} = -21,87' - 0,10859\Delta\varphi + 0,31918\Delta\lambda + 0,0005524\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0004023\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,00009791\Delta\lambda^2,$$

$$H_{1965,0} = 22026,42\gamma - 9,22845\Delta\varphi - 0,01752\Delta\lambda + 0,0027472\Delta\varphi^2 - \\ - 0,0006282\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00057366\Delta\lambda^2,$$

$$Z_{1965,0} = 40832,71\gamma + 10,69786\Delta\varphi + 1,30976\Delta\lambda - 0,0070827\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0003716\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00020691\Delta\lambda^2$$

$$I_{1965,0} = 61^\circ 39,46' + 0,97448\Delta\varphi + 0,04731\Delta\lambda - 0,0004938\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0000252\Delta\varphi\Delta\lambda - 0,00003186\Delta\lambda^2,$$

$$T_{1965,0} = 46393,09\gamma + 5,08052\Delta\varphi + 1,15120\Delta\lambda - 0,0035398\Delta\varphi^2 + \\ + 0,0001674\Delta\varphi\Delta\lambda + 0,00044158\Delta\lambda^2,$$

где $\Delta\varphi = \varphi - 45^\circ 30'$ и $\Delta\lambda = \lambda - 16^\circ 00'$.

Подставляя величины $\Delta\varphi$ и $\Delta\lambda$ в указанные формулы в минутах, получаем напряженность поля в гаммах, а углы в минутах.

Возникает вопрос, не целесообразно ли продолжать выравнивание с исключением пунктов с аномальными величинами 40 гамм, 30 гамм и т.д., чтобы получить еще более точную картину о нормальном поле страны. Од-

нако, само собой разумеется, что нельзя чрезмерно занизить количество используемых пунктов наблюдений. Решение вопроса о предельном количестве пунктов, входящих в вычисление, требует проведения дополнительных исследований.

Следует отметить, что в связи с крупным объемом вычислительных работ, для выравнивания применялась электронная вычислительная машина с программным управлением.

Представление результатов в виде карт

На приводимых картах нормальное пространственное распределение элементов геомагнитного поля иллюстрируется линиями изогон, изоклин и изодинам, нанесенными толстыми сплошными линиями.

На Фиг. 3. показано пространственное распределение величин склонения (D). Изолиния $0^{\circ}00'$, проведенная более толстой линией, связывает пункты с нулевыми значениями склонения. Данная, так назыв. линия-агон проходит в эпохе приведения (1965,0) через западное окончание озера Балатон. Восточнее склонение имеет положительное значение, увеличивающееся с удалением от линии агон. Это означает, что в данном районе компас отклоняется от астрономического севера в восточное направление, причем это отклонение увеличивается по мере удаления от линии нулевого значения склонения. В западной окраине страны склонение имеет отрицательные величины, следовательно — западное направление и также увеличивается с удалением от нулевой линии. Разность величин склонения между западной и восточной окраин страны составляет больше чем 2° .

Карта Фиг. 4. отражает пространственные вариации *горизонтальной составляющей* напряженности поля (H). Линии изодинам характеризуются приблизительно широтным направлением, следовательно наиболее интенсивные вариации наблюдаются в меридиональном направлении, достигая приibl. 5 гамм на 1 км в центре страны. Горизонтальная составляющая напряженности поля в южной части страны имеет величины, превышающие на 1400 гамм величины, характерные для северной территории страны.

На Фиг. 5. приводится карта изодинам *вертикальной напряженности* геомагнитного поля (Z). Из карты видно, что вертикальная составляющая поля в север-северовосточной пограничной зоне страны характеризуется величинами, превышающими примерно на 1800 гамм эти же величины в южной части страны. Вариации, приходящиеся на 1 км, составляют в среднем 5 гамм на севере и 1,1 гаммы на востоке.

Фигура 6. представляет собой карту пространственного распределения *тотальной напряженности* поля (T). В пределах территории страны наблюдаемая максимальная разность значений составляет приблизительно 1000 гамм, причем на 1 км в среднем приходится 2,5 гамм к северу и 1,1 гаммы к востоку, следовательно тотальная напряженность поля характеризуется меньшими величинами вариаций по сравнению с любой составляющей. Это объясняется тем, что величины горизонтальной составляющей увеличиваются в южном направлении, а величины вертикальной — в северном направлении и таким образом на вариацию вектора составляющие оказывают противоположное воздействие.

На Фиг. 7. представлена карта изоклин *наклонения* (1).

Поскольку выравненные величины мировой магнитной съемки приведены также к эпохе 1965,0, они могут быть непосредственно сопоставлены с данными венгерской государственной съемки. По сравнению с мировыми масштабами территория нашей страны является столь малой, что можно было ожидать значительные отклонения. Несмотря на это, получено удивительно хорошее совпадение и серия изолиний наших карт хорошо укладывается в совокупности гораздо реже проведенных изолиний мировых карт.

К сожалению с сопредельными территориями соседних стран нельзя сделать подобное сопоставление, поскольку в этих странах в рассматриваемый период не проводились магнитные съемки аналогичного характера.

Вариации геомагнитного поля во времени

Данные предыдущей государственной магнитной съемки были приведены к эпохе 1950,0 т.е. разница по времени составляет 15 лет. Путем сопоставления этих данных с новыми можно было определить средние годовые вариации элементов поля. Само собой разумеется, что эти вариации также зависят от географического положения. На картах тонкими линиями связываются пункты с равными годовыми вариациями (так называемые *линии изопор*).

Из карт (Фиг. 3., 4., 5., 6. и 7.) видно, что составляющие напряженности поля, а также склонение медленно увеличиваются со временем, причем наклонение остается почти неизменным.

Увеличивающиеся величины склонения показывают, что магнитный север все более отклоняется от астрономического севера в направлении к востоку. В соответствии с этим направленность линий изогон постепенно смещается к западу. Так например в 1950 г. линия агон находилась в центре Большой низменности, до 1965 г. она сместилась на западную часть Задунайской области и через несколько лет она выйдет за пределы нашей страны.

Приведенные вариации представляют собой средние за 15 лет величины, в связи с чем они не могут хорошо отображать вариации за более короткий промежуток времени. Так например, из наблюдений Тиханьской обсерватории известно, что сначала вариации были большими, а затем стали меньшими. Следовательно, правильно определить пространственное распределение временных вариаций элементов поля можно тоже только путем более частого повторения съемки. Поэтому предусматривается через каждые два года проводить измерения в 15 равномерно распределенных по территории страны пунктах опорной сети и таким образом систематически наблюдать над временными вариациями по этой редкой сети, так называемой „сети вековых вариаций”, до проведения следующей государственной съемки в 1980г.

В настоящей работе приведены результаты, полученные в 1964–65 гг. Данные предыдущей государственной съемки применялись только для построения изопор. Предусматривается опубликовать дополнительную монографию, в которой будут изложены результаты двух последних государственных съемок, а также наши соображения по дальнейшим исследованиям.

IRODALOM
LITERATURVERZEICHNIS
ЛИТЕРАТУРА

- DR. BARTA GY. 1954: Földmágnesség. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- ACZÉL E. – SULOXY I. 1964: A földmágneses tér évszázados változása Magyarországon 1950 és 1963 között, a szekuláris hálózat mérései alapján. Geofizikai Közlemények XIII. 3.
- DR. SCHENZL G. 1881: Adalékok a Magyar Koronához tartozó országok földmágnességi viszonyainak ismeretéhez. Királyi Magyar Természettudományi Társulat, Budapest.
- LIZNAR J. 1895: Die Vertheilung der erdmagnetischen Kraft in Österreich – Ungarn. Kaiserliche – Königliche Hof- und Staatsdruckerei, Wien.