

L. STEGENA

GEOTHERMIC STATE OF THE GREAT HUNGARIAN PLANE

Vertical heat flow and geothermic gradient are investigated, basing on the measurements of the temperature of artesian wells mainly is collected by Sümeghy. The functional connection between temperature and depth can well be approximated by a quadratic polynomial. The value of the average heat flow is well in agreement with the values found in variuns places on the Earth. A map of geothermic anomalies is constructed and some connections with the values of the coefficient of heat conduction are discussed.

A NAGYALFÖLD GEOTERMIKUS VISZONYAI

STEGENA LAJOS

Földünk belsejéből állandó hőáram folyik a felszín felé. A mélyebb pontok magasabb, a felszínközeli alacsonyabb hőmérsékletűek. A hosszegységre eső hőmérsékletváltozás, a geotermikus gradiens, a hőállapot egyik jellemzője.

A hőáramlás elméletét Fourier dolgozta ki.

Általánosságban a

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

egyenlet írja le a hőáramlást. Regionális geotermikus kutatásoknál, lokális hőforrások vagy hőnyelők kizárása esetében legtöbbször teljesen megfelelő közelítést ad a felfelé irányuló hőáramlás egydimenziós

$$\left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right)_x = \lambda \frac{\partial T}{\partial x}$$

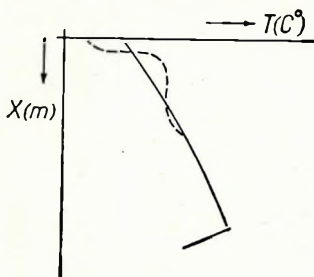
egyenlete, mivel a vizsgált, legfeljebb 5 km-es legfelső réteg vastagsága a Föld sugarához képest elhanyagolható.

A geotermikus gradienst hosszú ideje, számos helyen tanulmányozták. A gradiens két tényezőtől függ: a hőfluxus nagyságától, és azon közetek hővezetőképességétől, amelyeken a gradiens létrejön. Ezért a helyes geológiai értelmezéshez a gradiens mellett a hőfluxus ismerete is szükséges. Azonban a hőfluxus-meghatározások szerte a világon új keletűek és egyelőre még kis számúak. Mintegy 63 meghatározás ismeretes, részint a kontinensek, részint az óceánok területéről.

Az eddig ismeretes hőfluxus-adatokból *Birch* (1) megállapítja: bár kevés és pontatlan mérés van, a hőfluxus az egész Földön, mind a kontinenseken, mind az óceánok területén meglehetősen állandó, valószínű értéke $1,2 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec.

Ez a tény ellentmondásban látszik lenni a földkéreg felépítésére és a radioaktív hőgerjesztésre vonatkozó eddigi nézetekkel. Így igen érdekes minden újabb adat, amely a földi hőáram nagyságára vonatkozik.

Geotermikus gradiensen a $\frac{\partial T}{\partial x}$ differenciálhányadost értjük. A földtani-gradiens ennek reciprokja, és a differenciálhányados helyett a gyakorlatban differenciahányadost határoznak meg. A kivonandók a mérési



1. ábra

mélységből a „neutrális zóna” mélysége (20–30 m), a mért hőmérsékletből pedig az évi középhőmérséklet. Ez az elgondolás azt feltételezi, hogy a felszínközeli, ingadozó hőmérsékletű réteg alatt van egy rétegszint, melyben a hőmérséklet már állandó és megegyezik az évi középhőmérséklettel. *Boldizsár* mutatott rá e nézet helytelenségére. A talaj átlagos hőmérséklete a *felszínen* azonos az évi középhőmérséklettel; a felső rétegek évi (és napi) hőmérsékletingadozása a mélységtől függő amplitudó és fázis viszonyokkal rátevérdik a zavartalan geotermikus hőmérsékletre (1. ábra).

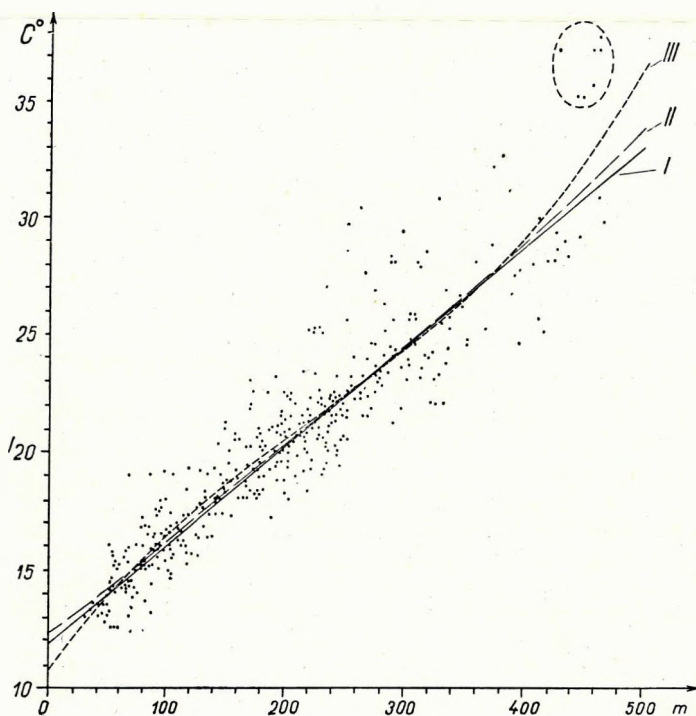
Magyarország területén kevés megbízható geotermikus adat ismeretes. A régi kincstári mélyfúrásoknál végzett gondos hőmérsékletmérések után nem sok történt ezen a téren. *Sümeghy* alapvető fontosságú munkájában (2) elég nagy adattömeget gyűjtött egybe, elsősorban az alföldi artézi kutak kifolyó vizének hőmérsékleti adatait. Ennek az adathalmaznak két feldolgozása ismeretes. Az elsőt maga *Sümeghy* végezte el. E feldolgozás nem tekinthető véglegesnek, lényegileg azért, mert különböző mélységű fúrásokból számított gradienseket hasonlított össze, márpedig a hőmérséklet a mélységnek nem lineáris függvénye. Ezenkívül nem volt ismeretes a *Boldizsár*-féle felismerés. Ezért számítástechnikai okokból a kismélységű kutak kis geológus gradienseket adtak, az igen kis mélységű, 30–80 m-esek pedig feltűnően kicsit. A *Scheffer*–*Kántás*-féle feldolgozás (3) az első hibát igyekezett kiküszöbölni és a mélységtől való függést figyelembe vette. A grafikusán szerkesztett gradiens-átlag görbe csak közelítő pontosságú.

A nagyteljesítményű számológépek geofizikai alkalmazhatóságának első kísérleteként a *Sümeghy*-féle x - T adathalmaz feldolgozását végeztük el. A Hollerith rendszerű lyukkártyás gépeken kiszámoltattuk a 431 értékpárt legjobban megközelítő első-, másod- és harmadfokú görbéket. A *Sümeghy*-féle adatokat és a közelítő görbéket mutatja a 2. ábra.

A *Sümeghy*-féle adatok közül csak a Dunától K-re lévőket vettük figyelembe, és kihagytuk a bizonytalan vízadó-mélységű fúrásokat, és az 500 m-nél mélyebbeket, a gyér adat miatt.

Feltűnő a harmadfokú, tehát a három közül legjobban közelítő görbe

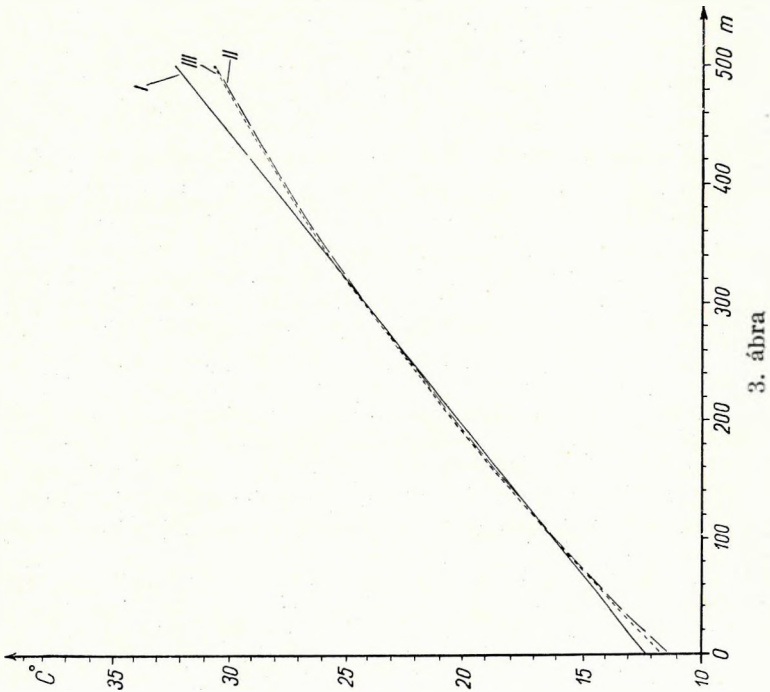
felfelé hajlása 400–500 m között. A görbét a szaggatott vonallal határolt 7 adat húzza fel. Ezek az adatok mind egy helyről, Orosháza környékéről származnak. *Jaskó* kvarter-térképe (4) ezen a helyen a negyedkori rétegek erős kivékonyodását jelzi, valószínűleg fennmaradt rög eredményeképpen. Az így létrejövő magasabb hőfluxus magasabb hőmérsékleteket eredményez. Ha az Alföld hőmérsékletéről átlagos képet akarunk nyerni, akkor az átlagos görbe megállapításából ezeket az értékeket ki kell hagyni. A 3. ábra az Orosháza környéki adatok nélküli első, másod- és harmadfokú görbéket ábrázolja.



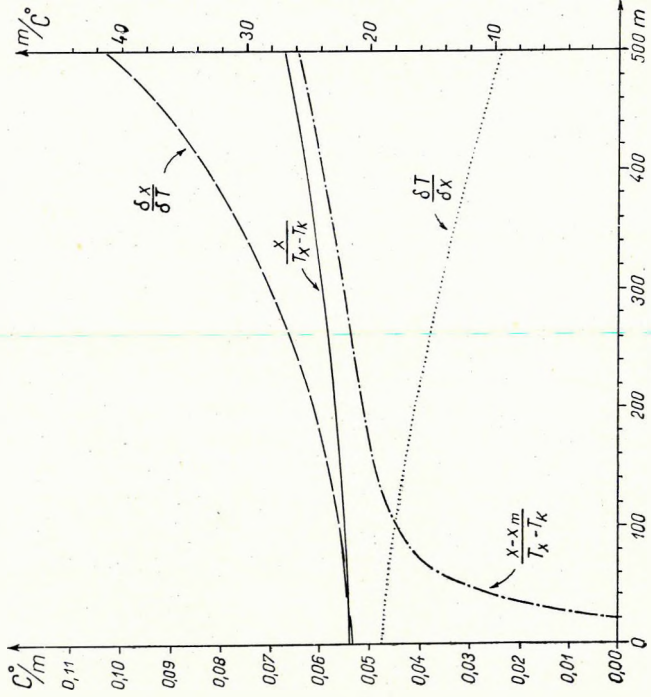
2. ábra

Feltűnő a másod- és harmadfokú görbék igen jó egyezése. A közelítő egyenes ezektől eléggé eltér. Ez csak azt a várható tényrt bizonyítja, hogy a hőmérséklet a mélységnek nem lineáris függvénye; a hővezetőképesség a mélységgel nő. A másod- és harmadfokú görbék jó egyezése azt jelenti, hogy már a másodfokú közelítés elegendő, azaz a hőellenállás a mélységgel nagyjából lineárisan csökken.

A 3. ábrán megrajzolt, harmadfokú közelítő görbéből kiszámíthatjuk a geofizikai gradiens $\left(\frac{\partial T}{\partial x}; \text{grad/m}\right)$ és a *Boldizsár-féle* gradiens



3. ábra



4. ábra

$\left(\frac{x}{Tx - Tk}; m/grad\right)$ értékeit, a mélység függvényében. A 4. ábrán e számítások eredménye látható. Az ábrán feltüntettük a földtani-gradiens értékeit is $\left(\frac{x - xm}{Tx - Tk}; m/grad\right)$ csupán az eltérés szemléltetése végett.

Végül felrajzoltuk a geofizikai gradiens reciprok értékét is, amely az x mélységben érvényes hővezetőképességgel arányos számadat.

A görbékől kiolvasható, hogy

1. A geofizikai gradiens közepes értéke a felső 500 m-re vonatkoztatva $355 \cdot 10^{-6}$ cgs.

2. A *Boldizsár*-gradiens a felszínen 21 m/grad, közepesen a felső 500 m-re 24 m/grad.

3. A földtani gradiens — per definitionem — 0 m-ben negatív szám, 20 m-ben nulla (!). Ettől kezdve értéke előbb gyorsan, majd lassabban emelkedik, s a helyes *Boldizsár*-gradienst csak 500 m-ben közelíti meg.

A kapott gradiens értékek nem nevezhetők alacsonyoknak. Megfelelnek azon értékeknek, amelyeket a normális hőfluxus mellett ilyen laza, nagy hőellenállású üledékes rétegsorban kapnunk kell.

A felső 500 m összetétele az Alföldön homok, agyag, ezek keveréke, kisebb mértékben talaj, vályog, márga. A táblázatban összeállítottam az előforduló kőzetek hővezetőképességét, különböző szerzők szerint.

Üledékek hővezetőképessége (10^3 cgs-ben)

Üledék neve	Jakosky (5) szerint	Landolt—Börnstein szerint	(6) D'Ans—Lax (7) szerint
Homok (száraz)	0,8—0,9	0,7	0,7—0,8
Homok 10% víztart.	2—3	2,49	2,7
Mészhomok 0—20% víztart.	—	—	0,8—2,9
Kvarchomok	1—3	—	0,6
Agyagos homok	3—4	0,62—2,05	2,2—2,9
Agyag	2—4	2,2—4,4	—
Különböző talajok	0,3—4	1,7—2,8	1,9—2,6
Homokkő	2—7	3,5—10	2,2—5,0
Márga	—	2,2—5,3	—
Konglomerát	—	5	—
Víz	1,4	—	—

Baly és *Papp* (8) magyarországi kőzet hővezetőképességét határozta meg. Mi három berendezést (Eucken-féle, Benfield-féle, Zsuzse—Regal-féle) építettünk a hővezetőképesség meghatározására, és ezekkel mintegy 25 magyarországi kőzet hővezetőképességét határoztuk meg.

Ezek alapján a szóbanforgó 500 m-es rétegösszlet hővezetőképessége minimálisan $2 \cdot 10^{-3}$ cgs-re, maximálisan $4 \cdot 10^{-3}$ cgs-re tehető és így az alföldi átlagos hőfluxus $0,72 \cdot 10^{-6}$ és $1,43 \cdot 10^{-6}$ között van, ezek középértéke pedig $1,08 \cdot 10^{-6}$ cal \cdot cm $^{-2}$ \cdot sec $^{-1}$.

Visszatérvén a 2. ábrára, a hőmérsékleti adatok a kapott átlag-görbe körül szórnak. Ha e szórást reálisnak fogadjuk el, akkor módunkban van

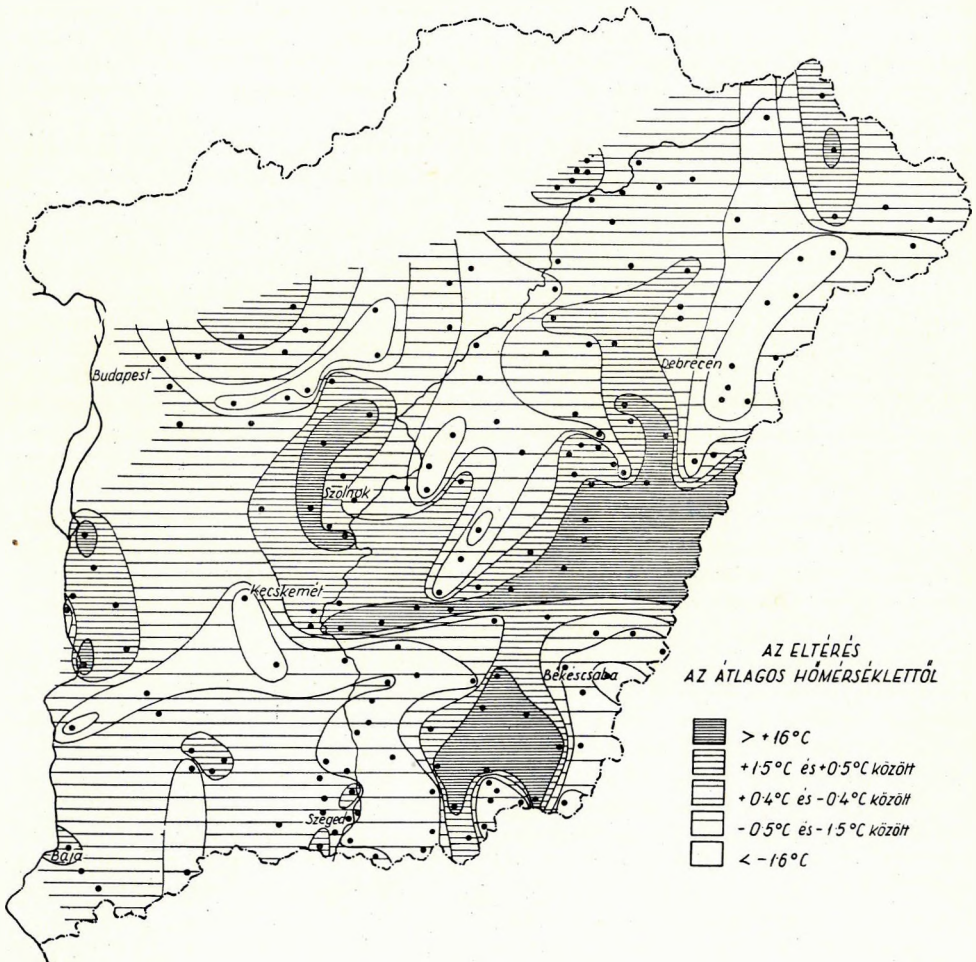
az Alföldről termikus anomália-térképet szerkeszteni. Az 5. ábrán az átlag-
görbétől való hőfokeltéréseket tüntettük fel, $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ értékű izoanomálok-
kal. Az egy helysége eső fúrások anomáliáit közepeltük, ha azok nem
mutattak túl nagy szórást.

A Sümeghy-féle adattár alapján tehát, amely artézi kutak kifolyó
vizének hőmérsékleti adatait tartalmazza, kiszámítottuk az Alföld geoter-

AZ ALFÖLD GEOTERMIKUS ANOMÁLIA TÉRKÉPE

LÉPTÉK:

0 10 50 km



5. ábra

mikus gradiensét és hőáramát, és anomáliatérképet is szerkesztettünk. Ez adathalmaz ellen azonban komoly kifogások emelhetők. Az alábbiakban csak a lényegesebbnek látszókkal foglalkozom.

Elsősorban kifolyó víz hőmérsékletét mérték, ez pedig alacsonyabb, mint a vízfakasztás mélységének geotermikus hőmérséklete. A kifolyási hőmérséklet korrekciójával *Birch* (9), *Kozłowski* (10) és *Boldizsár* (11) foglalkoztak. *Kozłowski* szerint ha stacionárius állapotra számolunk, akkor

$$t(x, \infty) = -\Gamma x + \frac{v\Gamma}{b} + c$$

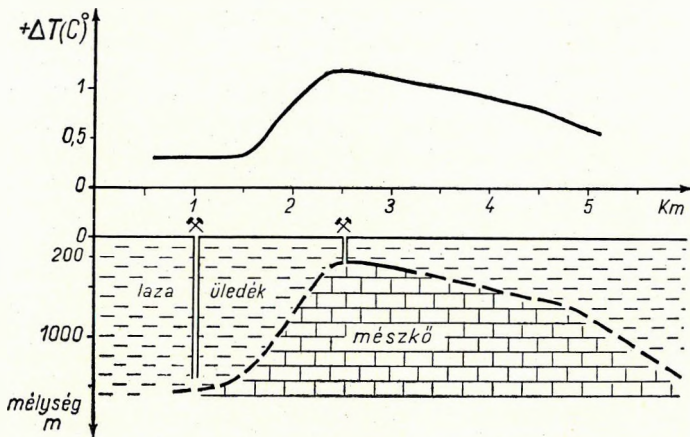
ahol $t(x, \infty)$ a kifolyó víz hőmérséklete x távolságra a vízfakasztás mélységétől, a vízfakasztástól számított ∞ idő múlva, Γ a geotermikus gradiens ($\partial T/\partial x$), v a vízfolyás sebessége, $b = 2h/c$. ρ r., ahol h a hőátadási tényező, ρ a víz sűrűsége, r a fúróluk sugara és $c = t(x, 0) = t(0, \tau)$. A korrekció függ a gradienstől, a mélységtől, a vízhozamtól, a hőátadási tényezőtől, a fúróluk sugarától. Értéke az alföldi viszonyok között, 0–500 m mélységtartományban 0–1 C°. Sajnos a *Sümeghy*-féle adattárra nem lehet meghatározni, mert az egyes kutak vízhozama ismeretlen. $x = 0$ mélységnél nincs korrekció, így a felszíni 21 m/grad érték a gradiensre helyes. Az viszont lehetséges, hogy ez a felszínen érvényes érték nem emelkedik — a felső 500 m-re vonatkoztatva — 24 m/grad-ra, ahogyan azt előbb megadtuk, hanem a kifolyási hőmérséklet korrekciója miatt csak 22 vagy 23 m/grad-ra. Megjegyzem még, hogy — statisztikus feldolgozásról lévén szó — a gradiens értékére csak a korrekciónak a mélységgel való változása hat. Százalékosan ugyanilyen, 5–10% bizonytalanságot okoz a kifolyási korrekció a megadott hőáram értékben is. Ami az anomáliatérképet illeti, ennek szempontjából közömbös a kifolyási hőmérséklet korrekciójának a mélységgel való változása, mert az anomáliát a középgörbétől számítom; így a korrekció alárendelt jelentőségű.

A második tényező a kutak gázossága. Ha a víz- és a gázhozamot ismerjük, és feltesszük, hogy a gázexpanzió által emésztett hőmennyiség teljesen a víztől vonódik el, akkor kiszámítható a víz hőmérséklet-csökkenése. Ilyen számításokat *Kampe* (12) értekezése alapján *Schmidt* (13) végzett. A karcagi II. számú fúrás, amely 870 l/perc vizet, és 1107 m³/nap metángázt termel, kifolyó vizének hőmérséklete 0,077 C°-kal; a szegedi Tisza-úti fúrás, amely 600 l/perc vizet és 40 m³/nap metángázt termel, 0,001 C°-kal ad alacsonyabb hőmérsékletű vizet a gázexpanzió miatt. A *Sümeghy*-féle adattárban meg van jelölve, hogy az egyes kutak gázosak-e vagy sem, de mennyiségi adat nincsen. Azonban részben a fenti számpéldák alapján, részben annak alapján, hogy a gázos vagy nem gázos kutak nem tűnnek ki a termikus középgörbéhez viszonyítva, végül, hogy a termikus anomáliák a *Schmidt*-féle alföldi gáztérképpel (14) semmi hasonlóságot nem mutatnak, joggal feltehetjük, hogy a gázexpanzió nem befolyásolta lényegesen a *Sümeghy*-féle adatokat.

Valószínűleg lényegesebb szerep jut a mérési hibáknak. Nem lehet tudni, hogy a használt hőmérők megfelelően kalibráltak voltak-e, a méréseket eszközöző személyek megfelelő gondossággal jártak-e el, a vízfakasztás-

tól a mérésig elég idő volt-e a termikus egyensúly beálltaig. Az ilyen jellegű, esetleges hibák csak az anomáliatérképet érintik, a gradiensre és a hőáramra vonatkozó megállapításainkat nem. Az anomáliatérképet, különösen az egy-két mérési ponttal alátámasztott anomáliákat, e szempontok figyelembevételével kell vizsgálnunk.

Összefoglalva azt mondhatjuk, hogy a *Sümeghy*-féle értékek valószínűleg tizedfok rendű hibával terhelték; a hibák egyes esetekben ismeretlenek. Ha reális értékeknek fogjuk fel, akkor a középgörbétől való eltérés, a geotermikus anomália két okra vezethető vissza. Vagy a szóbanforgó, felső 500 m-es kőzetösszetétel hővezetőképessége változik meg, vagy a hőfluxus változik. Az első eset nem valószínű; a felső 500 m összetétele az



6. ábra

Alföldön homok, agyag, ezek keveréke, kisebb mértékben talaj, vályog, márga, meglehetősen egyöntetűen az egész Alföldön. Valószínűbbnek látszik az, hogy az anomália-térkép a hőáram ingadozásait tükrözi vissza. Alföldünk meglehetősen laza, fiatal üledékes kőzetekből van felépítve, egészen a tömör mezozoós vagy paleozoós alaphegységig. A fiatal üledékek és az alaphegység között tetemes ugrás várható a hővezetőképességben. A felső 500 m hővezetőképessége az előzőek alapján $3 \cdot 10^{-3}$ cgs-re, a karbonátos alaphegységé $5,5 \cdot 10^{-3}$ cgs-re, a kristályos alaphegységé $6,5 \cdot 10^{-3}$ cgs-re tehető. Így a jobb hővezető kőzetek mint fűtőtestek emelkednek ki, és maguk felett a hőáramot és a hőmérsékletet megemelik. Méréseink szerint például a bugyii sásbérc, amely mintegy 1400 m mélységből 300 m-ig felemelkedő triász mészkörög, a talaj hőmérsékletét 2 m mélységben $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal megemelte a környezethez viszonyítva (6. ábra).

E felfogásnak a mélyfúrások sem mondanak ellent. Az Alföld közepén, nagyjából K–Ny irányban húzódó pozitív anomáliásáv megfelel a kristályos alaphegység ismeretes felemelkedésének, amelyet *Körössy* ismertet (15) és amely a mágneses térképen is jelentkezik. Az anomália É-i részén van a hajdusobozslói fúrás, amely 1442 m-ben érte el a kristályos alap-

hegységet. Tőle K-re és Ny-ra vannak a debreceni, nádudvari és kabai mélyfúrások, amelyek 2016, ill. 1931 m-ben sem érték el a kristályos alaphegységet, illetve Kabánál 2089 m-ben érték azt el. Délebbre az anomálián fekvő biharnagybajomi fúrások 1100–1800 m-ben ütötték meg a kristályos palát, a püspökladányi fúrás 1939 m-ben. Az anomáliától K-re levő negatív anomálián a karcagi, nagyhortobágyi, tatárülési fúrások nem érték el a kristályos alaphegységet, a türkevei és szerepi fúrások pedig 2220, ill. 1978 m mélységben érték el azt. Az anomália D-i részén nincsen mélyfúrás. A termikus anomália tengelye délebbre van, mint *Körössy* térképén a kristályos tömegek tetővonalára. Azonban a meglévő mélyfúrások nem mondanak ellent annak az elképzelésnek, hogy a kristályos alap felemelkedését itt is a pozitív geotermikus anomáliával azonosítsuk. Az anomáliát É–D irányban átszelő regionális szeizmikus szelvény éppen az anomália metszésénél mutat tetőződést. Sajnos a K-i részről, Kismarja környékéről nincsen termikus adatunk.

A DK-i határ közelében fekvő melegebb területen vannak a tótkomlói mélyfúrások, amelyek 1500 m körül érték el az alaphegységet. Ezzel szemben az anomáliától Ny-ra a ferencszállási mélyfúrás 2573 m-ben sem, a nagyszénási mélyfúrás 3001 m-ben sem érte el az alaphegységet. Tótkomlós és környéke gravitációnál relatív minimumterület a szomszédos gyulai nagy gravitációs maximumhoz viszonyítva. Termikusan fordított a helyzet; a gyulai terület negatív anomáliával, a tótkomlói pozitív anomáliával jelentkezik. Ez a tény a szomszédos romániai fúrásokkal is összhangban áll, *Körössy* szerint (16) a gyulavarsándi 4. fúrás 3215 m-ben, a Tótkomlós alatti zádorlaki 2. fúrás 800 m-ben érte el a kristályos alapot.

A Cegléd és Szolnok közötti pozitív anomáliáról megjegyezhető, hogy a mélyfúrások tanúsága szerint az anomálián fekvő Törtel lényegesen emeltebb helyzetű, mint az anomália DK-i csücskében levő Rákóczi-falva, ez megint emeltebb helyzetű, mint az anomáliától K-re fekvő Szolnok.

A többi, kevésbé definiált, elszórt anomália értelmezésével megfelelő mélyfúrási és termikus adatok híján nem lehet és nem is érdemes behatóan foglalkozni.

Az elmondottak meggyőzhettek bennünket arról, hogy feltétlenül hasznos volna korszerű geotermikus adatgyűjtést végezni. Ez nem is látszik túlságosan nagy munkának. Első lépésként a meglévő alföldi kutak vízének hőmérsékletét kellene újra mérni, a vízhozam és esetleg a gázhozam egyidejű mérésével. Egy ilyen, megfelelő pontosságú adatgyűjtés minden bizonnyal közelebb vinne bennünket az Alföld megismeréséhez, mint ahogy a *Sümeghy* által összegyűjtött adatokból is hasznos következtetéseket lehetett leszűrni.

I R O D A L O M

1. *Birch, F.*: The Present State of Geothermal Investigations; Geophysics XIX. 4. (1954).
2. *Sümeghy, J.*: Die geothermischen Gradienten des Alföld; Földtani Int. Évkönyve XXVIII, (1929).
3. *Scheffer V.—Kántás K.*: A Dunántúl regionális geofizikája; Földtani Közlöny, LXXIX, 9—12. (1949).

4. *Jaskó S.*: Lepusztulás és üledékhalmozódás Magyarországon a kainozoi-kumban; Földtani Közlöny, LXXVII, 1—12. (1947).
5. *Jakosky, J. J.*: Exploration Geophysics; (1950).
6. *Landolt—Börnstein*: Zahlenwerte und Funktionen; III., (1952).
7. *D'Ans, J.—Lax, E.*: Taschenbuch für Chemiker und Physiker; (1949).
8. *Balyi K.—Papp F.*: Közeteink hővezetőképessége; Földtani Közlöny, LXXX, 10—12. (1950).
9. *Birch, F.*: Temperature and heat flow in a well near Colorado Springs; Am. Jour. Sci., 245, 12. (1947).
10. *Kozłowski, M.*: Temperature distribution in a liquid flowing out through a boring; Acta geophysica Polonica, III, 2. (1955).
11. *Boldizsár, T.*: The thermal field of the Earth's crust and its influence on the ventilation of deep and hot mines; Acta Technica, XVI, 3—4. (1957).
12. *Kampe, R.*: Zur Mechanik gasführenden Quellen; Ing. Zeitschrift, (1922).
13. *Schmidt E. R.*: A geothermikus gradiens kérdéséhez; Bányászati Lapok, LXV, 8. (1932).
14. *Schmidt, E. R.*: A tiszántúli földgázkérdés mai állása; Földtani Közlöny LXX, 4—6. (1940).
15. *Kőrössy L.*: A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatások; Földtani Közlöny LXXXVI, 4. (1956).
16. *Kőrössy L.*: A környező államok kőolajkutatási eredményei és hazánkra vonatkoztatható tanulságai; Bányászati Lapok, XII. 2. (1957).

GEOPHYSICAL NOTES VOL. VII., 1958

CONTENTS

<i>G. Barta</i> : Longitudinal and transversal effect of the secular variation of the geomagnetic field	3
<i>Facsinay—Pintér—Pollhammer</i> : Practical results of the calculation of higher derivatives on some areas of gravity survey in Hungary and the extension of the calculation of residual effects to greater territorial units	33
<i>F. Steiner</i> : Measuring method for the determination of the γ -activity and selfabsorption coefficient of small samples	57
<i>E. Bisztricsány</i> : A new method for the determination of the magnitude of earthquakes	69
<i>L. Egyed</i> : The origin of terrestrial heat flow	97
<i>E. Kurali</i> : A comparison of the march of the geomagnetic elements in some observatories in the Years 1950—1955	101
<i>T. Szalai</i> : Geotektonische Synthese der Karpaten	112
Einleitung	150
<i>L. Bendefy</i> : Elastic, plastic and permanent deformations of the earthcrust, caused by earthquake	153
<i>D. Csomor and Z. Kiss</i> : The seismicity of Hungary	169
<i>L. Constantinescu</i> : On the comparability of the normal values of geomagnetic elements established for the Carpathian Basin by the Hungarian and Roumanian formulae	181
<i>G.P. Gorskov</i> : Seismicity charits for preventional planning	195
<i>O.C. Hilgenberg</i> : The faulting system of Hungary and Neighbouring countries as compared to the fault-structure of other parts of the SiAlie crust and related to the the past sites of the earth's poles	199
<i>V. Scheffer</i> : Das Problem des transsyilvanischen Urmassivs	209
<i>L. Stegena</i> : Geothermic state of the great Hungarian Plane	229
Auszüge einigen, an der Konferenz vorgetragenen Aufsätze	239

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK VII. KÖTET, 1858.

TARTALOM

<i>Barta György</i> : A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális és transzverzális effektusa	4
<i>Facsinay—Pintér—Pollhammer</i> : A magasabb deriváltak számításának eredményei néhány magyarországi gravitációs mérési területen és a maradékhatások számításának kiterjesztése nagyobb területegységre	33
<i>Steiner Ferenc</i> : Mérési módszer kisméretű minták γ -aktivitásának és önelnyelési együtthatójának meghatározására	57
<i>Bisztricsány Ede</i> : A földrengések méretmeghatározásainak új módszeréről	69
<i>Egyed László</i> : A hőfluxus eredetéről	97
<i>Kurali Ferencné</i> : A földmágneses elemek menetének összehasonlítása néhány obszervatórium 1950—55. évi adatai alapján	101
<i>Szalai Tibor</i> : A Kárpátok geotektonikai szintézise	111
Bevezetés	149
<i>Bendefy László</i> : Földrengés okozta kéregdeformációk	154
<i>Csomor Dezső és Kiss Zoltán</i> : Magyarország szeizmicitása	169
<i>L. Constantinescu</i> : Comparabilité des valeurs normales des éléments géomagnétiques fournies pour le Bassin Carpatique par les formules Hongroises et Roumains	181
<i>G.P. Gorskov</i> : „О сейсмическом районировании”	195
<i>O.C. Hilgenberg</i> : Die Bruchstruktur von Ungarn und seinen Nachbarländern, verglichen mit der Bruchstruktur der restlichen SiAlkruste und bezogen auf die früheren Pollagen der Erde	199
<i>Scheffer Viktor</i> : Az erdélyi ősmasszívum problémája	209
<i>Stegena Lajos</i> : A Nagyalföld geotermikus viszonyai	229
Auszüge einiger, an der Konferenz vorgetragenen Aufsätze	239