

Л. Ф а ч и н а я :

МЕТОДЫ СОВРЕМЕННОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ  
ИЗМЕРЕНИЙ

Магнитные измерения уже в тридцатых годах настоящего века были интерпретированы новым методом, с помощью частной производной третьего порядка потенциальной функции. На основе сходства магнитных и гравитационных полей, этот метод был использован и для интерпретации результатов гравиметрических и гравитационно-вариметрических измерений. С научной, также как практической точки зрения автор знакомит нас с некоторыми видами этого нового метода интерпретации, например с теорией метода производных — в первую очередь относительно результатов гравиметрических измерений. Он знакомит нас с практическими результатами карт, построенных на основе частных производных второго порядка «g». Автор применяет этот метод относительно территорий, разведанных с помощью и других методов и геологически известных из результатов глубоких скважин.

L. F a c s i n a y :

METHODS FOR MODERN INTERPRETATION OF GRAVIMETER—  
MEASUREMENTS

Magnetic measurements were already in the 'thirties interpreted with a new method by means of the third partial differential coefficient of the potentialfunction. The magnetic and gravitational fields being similar, this method was made use of when interpreting the results of gravitational measurements as well as those made with the Eötvös-torsion balance. Author introduces some branches of this new method for interpretation from the scientific and practical point of view, the theory of derived method, primarily concerning the result of gravitational measurements. He further discusses the practical results of the maps constructed on the basis of the second partial derivatives of «g».

The method is applied to home territories geologically known by deep-boring and already worked up with other methods.

A GRAVIMÉTER MÉRÉSEK KORSZERŰ ÉRTELMEZÉSÉNEK MÓDSZEREI

FAC SINAY LÁSZLÓ

Az olajszerkezetek kutatására ma már majdnem valamennyi geofizikai módszert felhasználják a korszerű szénhidrogénkutatásnál. A módszerek közül ma is a gravitációs és szeizmikus módszer van előtérben. A tapasztalatok szerint a mélyszerkezetekre e két módszer eredményeinek egybevetése adja meg a legjobb felvilágosítást.

Miután mind a két eljárásnak megvan a maga előnye és hátránya, a mérések kivitelében és értelmezésében új utakat kellett keresni. A legújabb külföldi irodalom tanulmányozásából látjuk, hogy a magyarországi viszonylatban fennálló kérdések általában másutt is megoldásra várnak. Nemcsak nálunk vannak pl. kedvezőtlen szeizmogeológiai, illetve szeizmo-

petrográfiai viszonyok, hanem másutt is. Ennek a kérdésnek megoldásával több külföldi dolgozat foglalkozik, s nálunk is beható kísérletek folynak az ú. n. néma zónák megszólaltatására. Természetes az is, hogy a gravitációs mérések értelmezésében — hiszen annyi olajmező feltárásában volt döntő tényező a gravitációs módszer — szintén új értelmezési lehetőségeket keresnek. Az elméleti alapokon nyugvó kutatások célja a gravitációs mérések jobb feloldóképességének megtalálása. A már ismert regionális hatás korrekciójának kérdése mellett újabban sikeresen oldották meg a nehézségi erő vertikális gradiensének a mélységgel való változásának számítását a mért, illetve számított nehézségi anomáliák szerint. A vertikális gradiens mérésére még nincs megfelelő módszer, de a vertikális gradiens mélységgel való változásának számítására, a  $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$  derivált meghatározására, jó megközelítő módszerek ismeretesek.

A legutóbbi külföldi irodalom cikkei, a geofizikus kongresszusokon elhangzott előadások hűen tükrözik a geofizikai módszerek legfontosabb, legégetőbb kérdéseinek állását. A szeizmikus méréseknél a robbantástechnikai problémák állnak előtérben, a gravitációs méréseknél a  $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$  értékének minél szabatosabb meghatározása a vita tárgya. Általában a pontosabb graviméter mérések adatai lehetővé teszik ennek a kérdésnek jó megközelítéssel való megoldását. A probléma megoldásával sok olyan helyi szerkezeti elem válik szemlélhetővé, amely az eddig szokásos Bouguer anomáliákban egyáltalán nem, vagy csak gyengén jelentkezik.

Dolgozatom első részében a regionális korrekció általában ismert módszereivel foglalkozom, amelyek már alkalmasak helyi szerkezeti elemek elkülönítésére. Ehhez csatlakozva ismertetem a gyakorlati módszereket a  $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$  meghatározására. Bemutatom néhány példán ennek az eljárásnak gyakorlati eredményeit, ezek a példák bizonyítják a módszer jó feloldóképességét.

Az utolsó fejezetben röviden ismertetem az eddigi, olyan területeken elért hazai eredményeket, ahol már ismert földtani viszonyokkal és a szeizmikus mérések eredményeivel összehasonlítva a módszer helyességére következtethetünk olyan területeken, ahol szénhidrogénkutatás céljából az újra feldolgozott mérések hasznos felvilágosítást adhatnak.

Megjegyzem, hogy a felhasznált mérések nem egészen korszerűek ahhoz, hogy a módszert teljes biztonsággal használhassuk. Ennek ellenére arra igen jól megfelelnek, hogy az eljárás alkalmazhatóságát bizonyítsuk, szemléltessük, s egyben rámutassunk arra, hogy egyes már felmért területen a részletes mérést a most már rendelkezésünkre álló korszerűbb műszerekkel érdemes újól is elvégezni és a  $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$  parciális differenciálhányados alapján újraértékelni.

### A gravitációs mérések regionális korrekciójának kérdése

A gravitációs mérőmódszer a geofizikai kutatásoknak fontos és értékes módszere. Hosszú időközön keresztül kizáróan ez a módszer szolgáltatta a szükséges geofizikai adatokat a szénhidrogénkutatás céljaira. Tudvalevő

az is, hogy a gravitációs mérések eredményei alapján a föld különböző területein hatalmas olajmezőket fedeztek fel és Magyarország olajmezői is a földtani megfigyelésen kívül elsősorban a gravitációs mérések eredményeinek köszönhetik feltárásukat.

A gravitációs mérések gyakorlati alkalmazásában éppen a szénhidrogénkutatás szempontjából a helyi, lokális anomáliák az értékesek. A gravitációs mérések eredményeinek értelmezésében a geofizikusok mindig arra törekedtek, hogy redukciós eljárásaik a lehető legpontosabbak legyenek és így a kapott anomáliák a kéreg felső részében jelentkező sűrűségváltozásokat, illetve a velük összefüggő felszínalatti szerkezeteket mutassák ki.

A gravitációs mérések gyakorlatban szokásos javításai:

1. Topografikus javítás.
2. Magassági (Faye-féle) javítás.
3. Bouguer javítás.

A korszerű graviméteres méréseknél az 1. alatti korrekció számítására több ismert módszer közül leginkább az ú. n. Hammer-féle táblázatokat használják.

Az ismert Faye-féle és Bouguer korrekcióval általában a tenger szintjére redukálunk és a Bouguer korrekcióban szereplő sűrűségi értéket, tagolt terepen a Nettleton által ismertetett módszerrel ellenőrizhetjük, vagy fúrások adataiból (magok sűrűségvizsgálataiból, lyukgraviméteres mérésből) állapíthatjuk meg.

A tenger szintjére redukált nehézségi erő értékéből kivonjuk a mérés helyére vonatkozó elméleti gravitációs értéket. Az így kapott pozitív vagy negatív eltéréseket nevezzük gravitációs anomáliáknak. Az egyenlő anomália értékű pontokat összekötő görbék, vagy izogammák körvonalazzák a gravitációsan magas, vagy mély helyeket, az ú. n. gravitációs maximumokat, amelyek összefüggésbe hozhatók a felszínalatti földtani rétegek kiemelkedéseivel, bemélyedéseivel. Szénhidrogénkutatás szempontjából a gravitációs maximumok érdekelnek bennünket, mert ezek többnyire mélybeli szerkezetek magaslataival függnek össze, antiklinálisokkal, dómokkal, s ezek elsőrendű olajcsapdák lehetnek, ha az olaj keletkezéséhez, migrációjához és tárolásához a megfelelő előfeltételek megvannak. A gravitációs minimumok pedig a szerkezetek mélyebben fekvő helyeivel függhetnek össze, tehát pl. szinklinálisokat jellemezhetnek, de sódómok is gravitációs minimumként jelentkeznek.

Az anomáliák részben a nagyobb horizontális kiterjedésben észlelhető ú. n. regionális hatásból, részben a kisebb kiterjedésű lokális hatásokból adódnak. Az olajkutatókat a lokális anomáliák érdeklik, amelyeknek okozói nincsenek a felszíntől nagy mélységre.

Ha a minket érdeklő helyi anomáliákról akarunk tiszta képet kapni, akkor a regionális hatást le kell vonnunk az összhatásként jelentkező gravitációs anomáliákból. A regionális hatás számítására, illetőleg annak kiküszöbölésére különböző módszereket dolgoztak ki. Az ismertebb és gyakorlatban alkalmazott módszereket dolgozatomban ismertetni fogom, különös tekintettel a korszerű graviméteres és mágneses méréseknél legutóbb jó eredménnyel használt második parciális differenciálhányados, vagy röviden kifejezve «derivált» módszerre. E módszer jó feloldó képessége alkalmas arra, hogy a felszínalatti szerkezetekről részletesebb képet kapjunk, mint a Bouguer izoanomálokból.

Néhány gyakorlati példán látni fogjuk, hogy kellő előfeltételek mellett az így nyert, ú. n. maradékanomáliák, vagy második derivátumok anomália görbéi a helyi szerkezetekkel szépen összefüggnek, tehát a hazai olajföldtani viszonyok mellett e módszer alkalmazása igen hasznos lehet.

Természetes, hogy a szeizmikus méréseket továbbra sem nélkülözhetjük, hiszen a két: a gravitációs és szeizmikus módszer együttes alkalmazása adja meg számunkra a szénhidrogéneket tároló földtani szerkezetek sikeres és leggazdaságosabb kutatásának lehetőségét. De a maradék, illetve a derivált anomáliatérkép alkalmas arra, hogy az egyébként költséges szeizmikus mérések helyét még pontosabban és szűkebb körre korlátozva kijelölhessük a gravitációs mérések alapján.

### A regionális gradiens és a regionálisan korrigált izogammák egyszerű szerkesztési módja

Előfordul, hogy a gradiensek, vagy nagy részük nagyobb területen közel azonos irányúak. Tehát a gradienseknek bizonyos irányban jelentékeny összetevőjük van. Ebből a vizsgált területre kiterjedő egységes gravitációs hatásra következtethetünk, s mivel ez nagy területre vonatkozik, regionális hatásnak nevezzük. A regionális hatásnak megfelelő gradiens a regionális gradiens.

A regionális gradiens számszerű meghatározására a *középgradiens* módszerét használják fel. Legyen  $U_A$  a minket érdeklő földtani alakzatok gravitációs potenciálja és

$$\left(\frac{\partial^2 U_A}{\partial x \partial z}\right)_i, \left(\frac{\partial^2 U_A}{\partial y \partial z}\right)_i$$

a megfelelő gradiens összetevői az  $\times$  jelű állomáson, az  $n$  pedig az összes állomások száma. Legyen  $U_R$  a nagyobb kiterjedésű, regionális hatást okozó rétegek potenciálja,  $U_S$  az összes rétegek potenciálja. Ha a regionális gradienst úgy definiáljuk, mint a teljes gradiens átlagos értékét, akkor ezt úgy nyerjük, hogy az egyes állomások gradienseinek vektoriális összegét osztjuk az állomások számával. Ennek összetevői:

$$\frac{\partial^2 U_R}{\partial x \partial z} = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial^2 U_S}{\partial x \partial z}\right)_i}{n}, \quad \frac{\partial^2 U_R}{\partial y \partial z} = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial^2 U_S}{\partial y \partial z}\right)_i}{n}.$$

E módszer elsősorban az Eötvös-inga mérések feldolgozásánál alkalmazható (1).

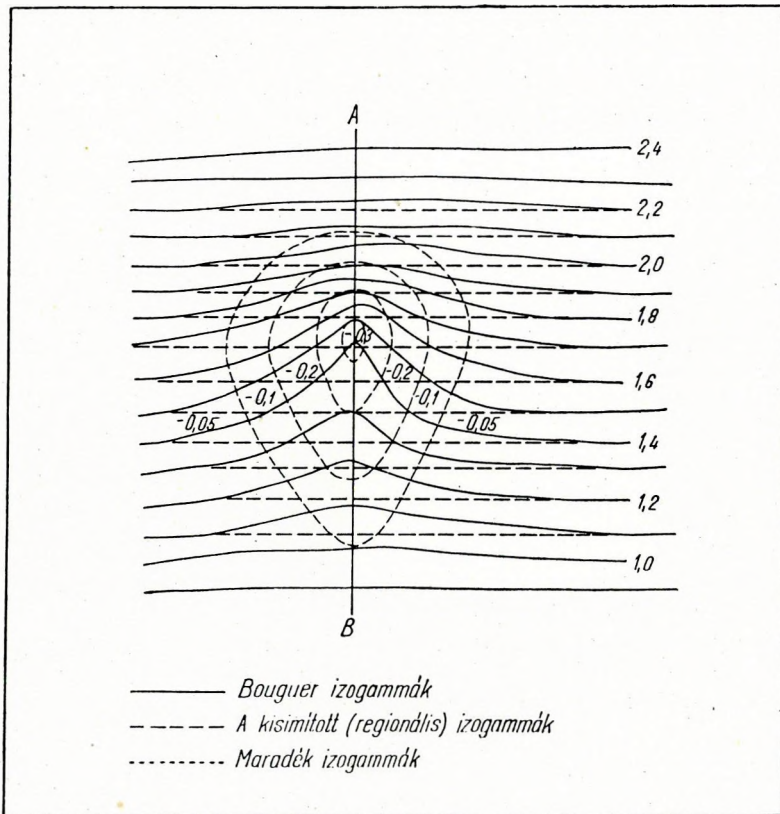
A továbbiakban a graviméter mérések eredményeinek regionális korrigálásáról lesz szó.

### A «kisimított» körvonalak módszere

Igen egyszerű és gyors módszer a maradék és regionális anomáliák különválasztására a «kisimított» körvonalak módszere. A Bouguer-anomáliák szerint készített izogamma-térképen megrajzoljuk a regionális

izoanomál görbéket úgy, hogy az eredeti izogammák hullámaikat kisímitjuk, azaz grafikusan kiegyenlítjük. A módszer alkalmazása nagy körültekintést és jó geofizikai, földtani szemléletet igényel. Néhány jellemző szelvény segítségével a regionális hatás izoanomál görbéit nagyobb biztonsággal és kevesebb önkénytel rajzolhatjuk meg.

A feltételezett regionális hatást kifejező kisímitott izoanomál görbe értékeit levonjuk az észlelt értékekből és megkapjuk a maradék anomália értékeit (1. ábra).



1. ábra. Egy maradék minimum megszerkesztése a kisímitott körvonalak módszere szerint. Izogammák értékköze 0,1 mgal

Általában az tapasztalható, hogy a maradékmaximumnak csúcsa a gravitációs lejtő irányába eltolódva jelentkezik az eredeti, korrigálatlan maximumhoz képest, míg a minimumok ellentétesen tolódnak el.

### A szelvény módszer

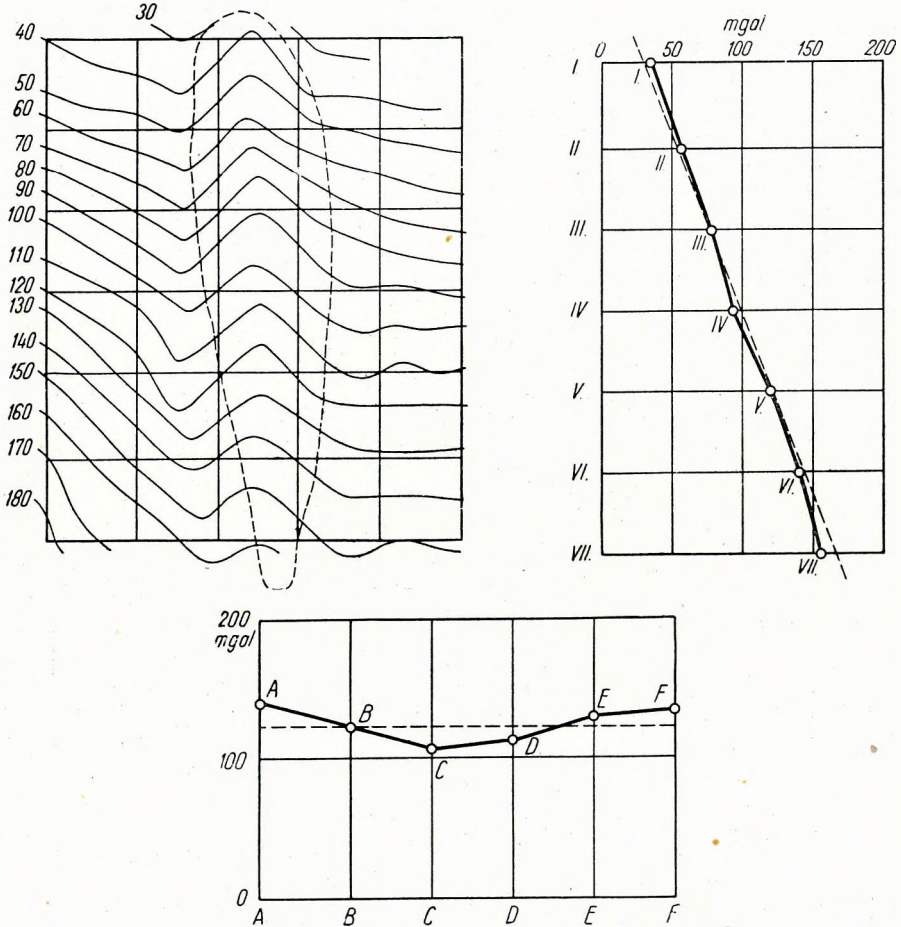
A vizsgálandó területet egyenesekkel, pl. egy négyzetes hálózattal osztjuk fel. A hálózat vonalai mentén kiszámítjuk az egységnyi távolságra eső milligal változást, azaz középgradienst. Ha az egységnyi távolság 10 km,

akkor a középgradienst Eötvös-egységekben kapjuk. Ugyanis a

$$\frac{\text{mgal változás}}{10 \text{ km}}$$

$$\text{cgs egysége} \quad \frac{10^{-3} \text{ cm sec}^{-2}}{10^6 \text{ cm}} = 10^{-9} \text{ cm sec}^{-2} \doteq 1 \text{ Eötvös}$$

A módszer alkalmazását a 2a-b-c ábrán mutatjuk be.

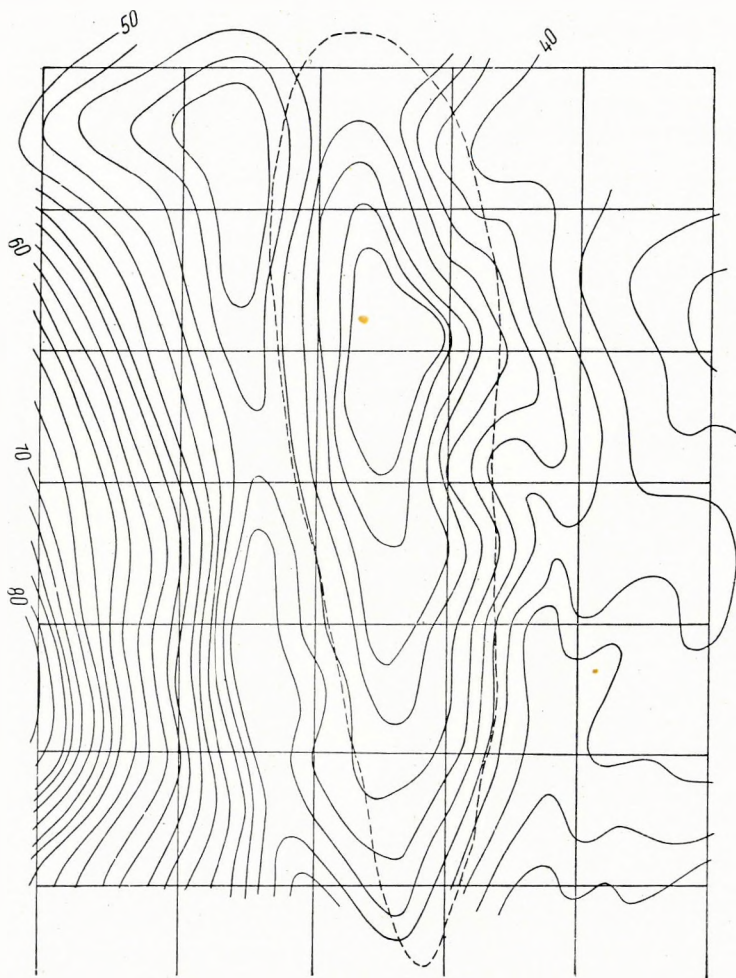


2. ábra. Izogamma térkép a Wellington-i (Colorado) olajmező területén. Izogammák értékköze  $10 \times 10^{-4}$  cgs. Szaggatott vonal: az olajmezőt tároló antiklinális körvonala

A 2a ábra a coloradoi Wellington olajmező területén végzett gravitációs mérések eredményeit mutatja be, az izoanomália görbék értékköze 1 milligal. A szaggatott vonal jelzi az antiklinális körvonalát. Látható, hogy az antiklinális nem jelentkezik záródó maximumként egy kiterjedt regionális hatás következtében, de az izoanomál görbék az antiklinális fölött kitérűlenek. A regionális hatás kiküszöbölése céljából É-D-i és K-NY-i irányú szelvényeken számították ki a nehézségi anomáliák közép-

értékét. A szelvények egymástól való távolsága 1 mérföld. A középértéket ábrázoló szelvények (2b, 2c ábra) azt mutatják, hogy a regionális hatás déli irányban 2,2 mgal-t növekszik mérföldenként, míg kelet-nyugati irányban regionális hatás nincs.

A regionális hatás levonása után kapott maradék anomália térképet a 3. ábra mutatja. Az izogammák értékköze 0,2 mgal. A most már zárt gravitációs maximum megfelel a mélyfúrési adatok által is feltárt antiklinálisnak.



3. ábra. Maradék izogamma térkép a Wellington-i olajmező területén. Az izogammák értékköze 0,2 mgal

A Wellington-mező gravitációs méréseinek értelmezésénél megemlítik (2), hogy az antiklinálistól déli irányba eső nagy regionális hatást az alaphegység közeteinek sűrűségváltozása okozza. Regionális hatást tehát nemcsak az alaphegység állandó emelkedése okoz, hanem egyirányú sűrűség-növekedés is létrehozhatja azt.

### A középérték módszer

Általában a gravitációs maradék anomália következőképpen definiálható:

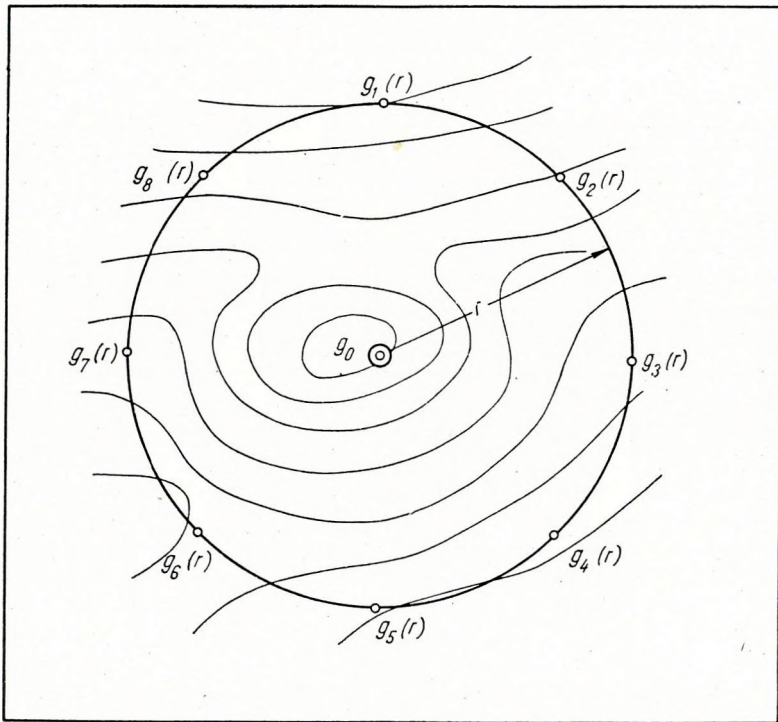
$$\Delta g = g(o) - \bar{g}(r),$$

ahol  $g(o)$  valamely állomás Bouguer anomália értéke,

$\bar{g}(r)$  az állomástól  $r$  sugarú körön vett gravitációs anomáliaértékek közepe (4. ábra).

$$\text{Az anomáliák középértéke } \bar{g}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \theta) d\theta, \quad (1)$$

ahol  $\theta$  egy tetszőleges egyenes és az  $r$  sugár által bezárt szög. A  $g(r, \theta)$  integráljának kiszámítására a következő megközelítő módszert alkalmaz-



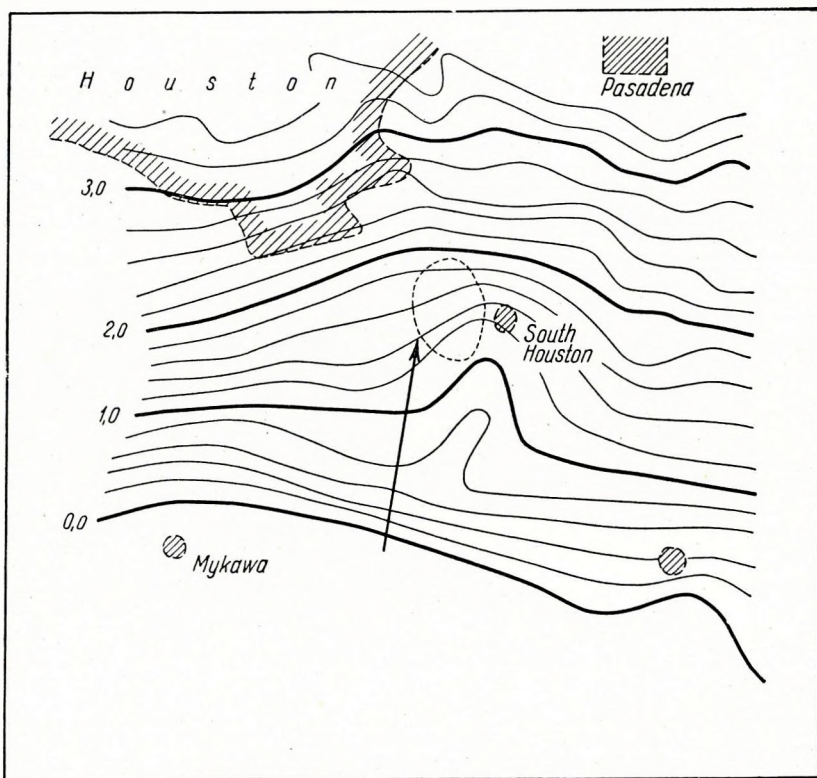
4. ábra. Maradék anomália számítása a  $g_0$  pontra

zuk: Az  $r$  sugarú körön legyen  $n$  számú állomáson a Bouguer anomália értéke  $g_1(r) \dots g_n(r)$ , akkor  $\bar{g}(r)$  megközelítő értéke:  $\bar{g}(r) = [g_1(r) + g_2(r) + \dots + g_n(r)]/n$ . A maradékanomália  $\Delta g$  értéke lehet pozitív, zérus, vagy negatív, a relatív Bouguer anomáliáknak értékétől és a  $\bar{g}(r)$  értékétől függően.

Az 5. ábrán láthatunk egy Bouguer izoanomália térképet. Az értékek É-felé regionálisan növekednek, de South Houstonnál lokális minimum jelentkezik. A szaggatott vonallal körülvett terület, ahová a nyíl mutat, sódómot jelez, amely olajtermelő mélyfúrásokból ismeretes.



A  $\bar{g}(r)$  értékét a gyakorlatban úgy kapjuk meg, hogy átlátszó papirosra például a 6. ábrán látható módon  $r_1, r_2 = 2r_1, r_3 = 3r_1, \dots, r_6 = 6r_1$  sugarú körökbe nyolcszögeket rajzolunk. A nyolcszögek közepét ráhelyezzük a Bouguer anomália térkép alapjául szolgáló egyik állomásra és kiolvassuk az egyik sokszög csúcspontjaira eső anomália értékeket. Ezeknek középértéke adja  $\bar{g}(r)$  értékét. Ugyanezt az eljárást alkalmazzuk a vizsgálandó terület többi állomására is. A kapott  $\bar{g}(r)$  értékek tulajdonképpen az állomás környezetének gravitációs átlagértékeit adják s ezeket, mint regionális hatást vonjuk le. A mérési pontokban nyert  $\Delta g$  értékekből azután megszerkeszthetjük a maradék izoanomál görbéket. Griffin (3) megmutatta, hogyha négyszögű hálózatot használunk a nyolcszögű helyett, akkor a maradék anomáliák közti eltérés csak 0,05 milligal. Egy másik esetben,



5. ábra. Bouguer anomáliák eloszlása a South Houston melletti sódóm környékén. Izogrammák értékköze: 0,2 mgal

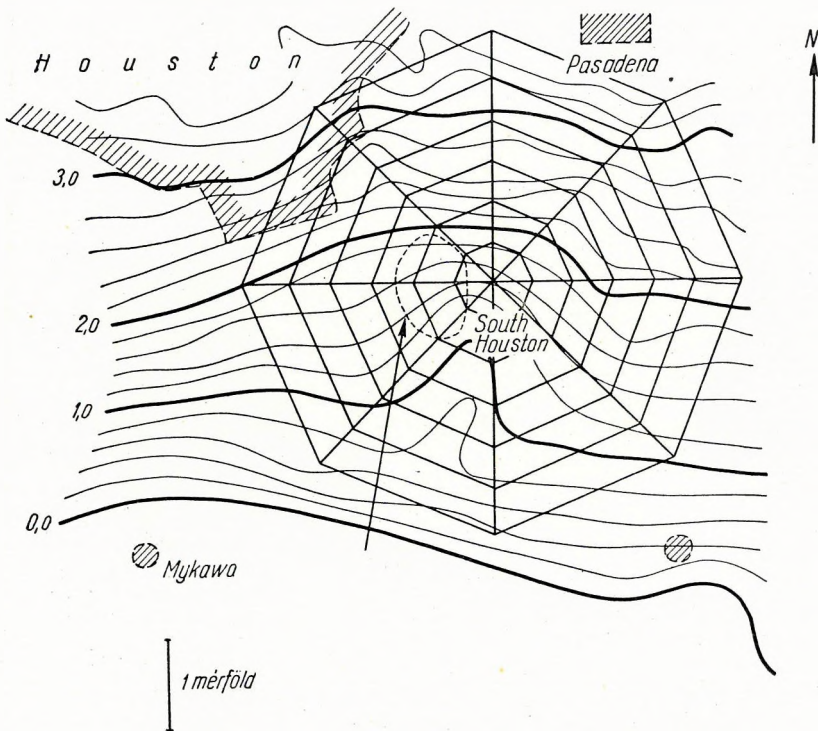
ha négyszögű hálózatban vett középértékekkel számítunk, a tízszögűvel szemben az eltérés 0,1 mgal. A maradék anomáliák értéke tehát lényegében nem függ attól, hogy a körbeírható sokszögek hány oldalúak. Annál inkább függ a kör sugarának méretétől.

A 7, 8, 9. ábrák különböző méretű sokszögháló segítségével számított izoanomál térképeket mutatnak be, a 4. ábrán látható területen. Mind-

három esetben hatszöget alkalmaztak, de az első esetben a legnagyobb hatszög oldala 2 mérföld, a másodiknál 3 mérföld, a harmadiknál 4 mérföld volt.

A kapott izoanomália térképek mutatják, hogy a sódómnak megfelelő gravitációs minimum esetben azonos helyen alakul ki, de a gravitációs kép részleteiben már vannak eltérések. A 9. ábra szerinti megoldás felel meg legjobban a földtani viszonyoknak.

A sokszöghálók nagyságának megválasztásánál figyelemmel kell lenni az állomások távolságára, eloszlására. Legcélszerűbb egységnyi sugárnak venni az általános állomástávolság mértékét. A módszer ott alkalmazható legjobban, ahol hálózatos a mérés és a sarokpontok közelébe állomások esnek. De figyelemmel kell lenni a regionalitás kiterjedésére is, hogy a szomszédos anomáliák ne befolyásolják a közepelt értékekkel kifejezett regionális hatást.



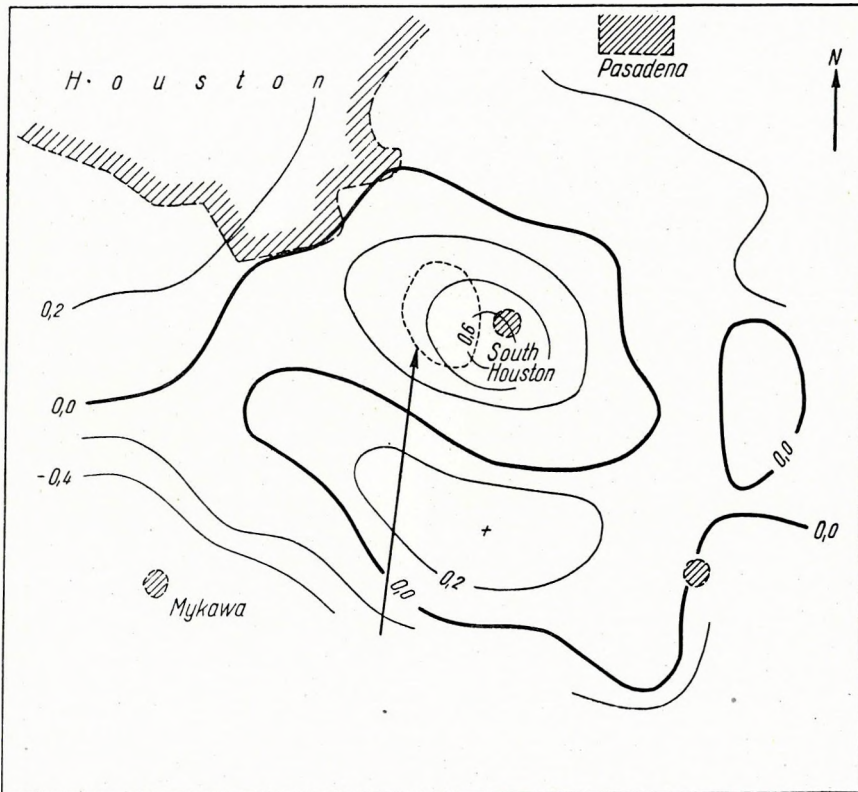
6. ábra. A regionális hatás számításához alkalmazott nyolcszögű diagramm

### A nehézségi erő második parciális differenciálhányadosának módszere a gravitációs mérések értelmezésében

Légi mágneses felvételek az ú. n. «airborne» magnetométerrel, körülbelül 1944-ben kezdődtek meg. Ezek a mérések lehetővé tették, hogy bizonyos nagyobb kiterjedésű terület fölött állandó magasságon repülve, rövid idő alatt regisztrálhassák a mágneses térintenzitás adatait. Ha a méréseket különböző magasságban végzik ugyanazon terület fölött, akkor

a felszíntől távolodva, kevesebb és kevesebb részletet kapnak. A helyzet éppen olyan, mint amikor a felszínen észlelünk bizonyos távolságra a mélységben lévő anomáliát okozó hatóktól. Mennél mélyebben van a ható, annál kevesebb részletet észlelünk és annál inkább jelentkezik a regionális hatás.

Peters (4) gyakorlati módszert dolgozott ki a második és negyedik derivátum egyszerű, grafikus és numerikus meghatározására. Módszerét a vertikális mágneses intenzitásra adja meg, de éppen úgy alkalmazható a gravitációs mérések esetében is. Peters abból indul ki, hogy a mágneses és gravitációs potenciál eleget tesz a Laplace-féle parciális differenciálegyenletnek. Ebből következik, hogy a potenciálnak az a része, amely az



7. ábra. Maradék izogamma térkép hatszögű diagramm esetén. A legnagyobb hatszög oldala 2 mérföld. Izogammák értékköze: 0,2 mgal

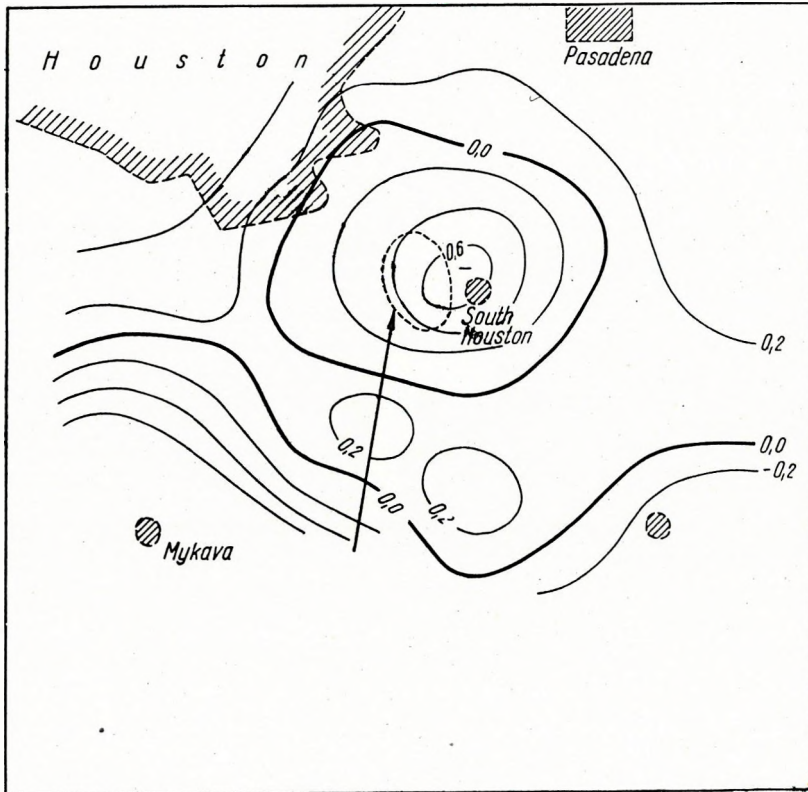
anomáliát okozó földtani képződményre vonatkozik, szintén eleget tesz a Laplace-féle egyenletnek. A megoldást közvetlenül a Laplace-féle egyenletből is megkaphatjuk az alább leírt módon. Legyen általánosságban a  $H(x, y, z)$  harmonikus függvény. Ez a függvény kielégíti a Laplace-féle egyenletet, azaz

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (2)$$

a  $(0, 0, 0)$  pont környezetében. E pontban kívánjuk meghatározni a  $\left[\frac{\partial^2 H}{\partial z^2}\right]_{x=y=z=0}$  második parciális differenciálhányadost, a  $z=0$  síkban rendelkezésünkre álló értékekből.

A feladat megoldására szükségünk van a következő függvényre:

$$\bar{H}(r, z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} H(r \cos \theta, r \sin \theta, z) d\theta. \quad (3)$$



8. ábra. Maradék izogamma térkép hatszögű diagramm esetén. A legnagyobb hatszög oldala 3 mérföld. Izogammák értékköze: 0,2 mgal

A  $z=0$  esetén a  $\bar{H}(r, z)$  függvény

$$\bar{H}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} H(r \cos \theta, r \sin \theta, 0) d\theta. \quad (4)$$

Ez a függvény analóg az (1) alatti függvénnyel.  $\bar{H}(r)$  a  $H(x, y, z)$  függvény értékeinek közepe a  $z=0$  síkon lévő olyan sugarú körön, amelynek középpontja a koordináta rendszer kezdőpontja.

A (4) alatti  $\bar{H}(r)$  az  $r$  páros függvénye, így  $\bar{H}(r)$  sorbafejtve:

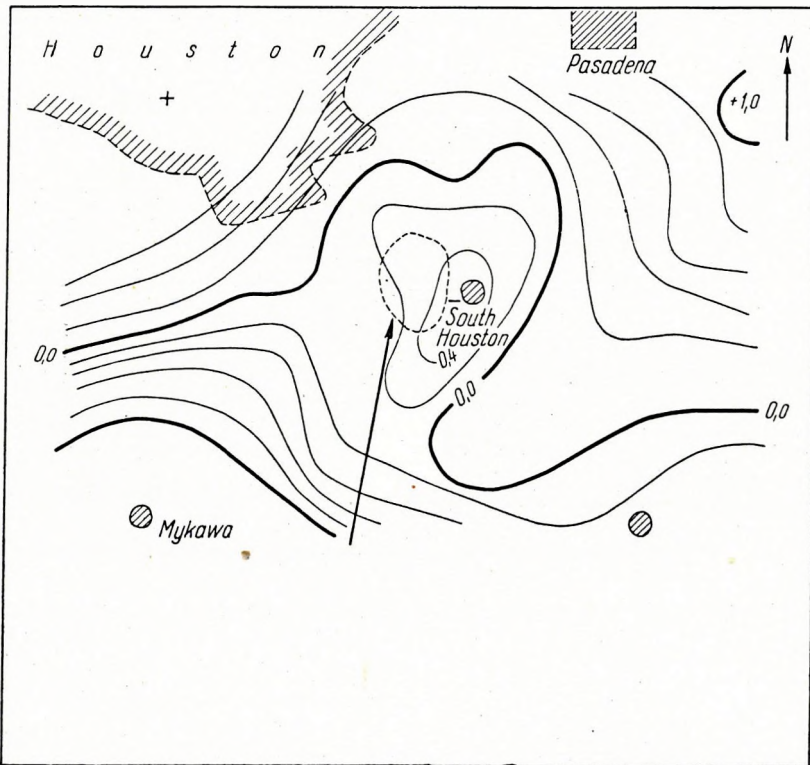
$$\bar{H}(r) = a_0 + a_2 r^2 + a_4 r^4 + \dots \quad (5)$$

A  $H(r)$  függvény segítségével megoldhatjuk a  $H(x, y, z)$  függvény szerint vett második parciális differenciálhányadosának kiszámítását.

Kimutatható, hogy:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = -4 \left( \frac{\partial \bar{H}(r)}{\partial r^2} \right) = -4 a_2. \quad (6)$$

A (6) alatti második parciális differenciálhányados grafikus kiértékelése a következő: A  $z = 0$  síkon a  $P$  pontból, mint kezdőpontból rakjuk fel a  $H$  különböző  $r^2$  mellett kapott középértékeit az  $r^2$  abszcisszaértékekhez



9. ábra. Maradék izogamma térkép hatszögű diagramm esetén. A legnagyobb hatszög oldala 4 mérföld. Izogammák értékköze: 0,2 mgal

képezt, mint ordinátákat, s akkor egy parabola-ívet kapunk (l. a 10. ábrát). Az origóból húzott érintő iránytangensét lemérhetjük és megkapjuk a  $\frac{\partial H}{\partial r^2} = a_2$  értékét. Mivel a (6)-ból tudjuk, hogy  $\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = -4 a_2$  a második derivátum értéke grafikus úton tehát megállapítható a  $P$  pontban.

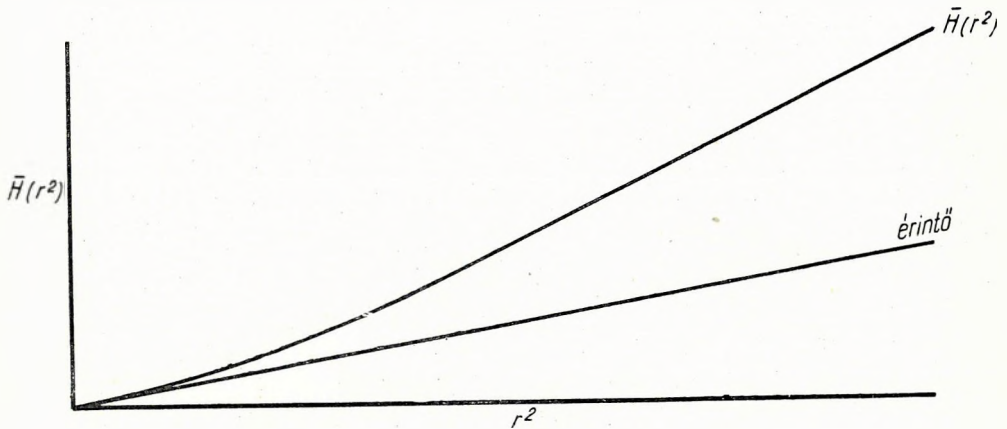
A második derivátum kiszámításának egy másik módja az (5) alatti függvények közelítő meghatározásán alapszik különböző sugarú körök segítségével.

A gyakorlatban a körök sugarait úgy választják meg, hogy az első kör sugara mint egység szerepel többnyire az általános állomástávolsággal  $s$ -sel  $m$ -ekben kifejezve, azaz  $r_1 = s$ , a következő körök sugarai:  $r_2 = s\sqrt{2}$ ,  $r_3 = s\sqrt{5}$ ,  $r_4 = s\sqrt{9,23}$ .

Peters formulájában az egységnyi sugár 1 mérföld, azaz 1609,3 m, ugyanis a kiértékelést olyan területre végezte el, ahol az állomások mérföldhálózat szögpontjain helyezkednek el, s így a körökön való kiolvasás közvetlenül a mért anomáliákra, nempedig interpolált értékekre támaszkodhatik. Az  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$  sugarú körökbe szabályos négyszögek vannak rajzolva, az  $r_4$ -be nyolcszög.

A  $\bar{H}(r_1)$ ,  $\bar{H}(r_2)$ ,  $\bar{H}(r_3)$  középértékeket tehát a négyszögek szögpontjaira, a  $\bar{H}(r_4)$  középértéket a nyolcszög szögpontjára számítjuk ki.

Az 5-ös egyenlethől a  $\bar{H}(0)$ ,  $\bar{H}(r_1)$ ,  $\bar{H}(r_2)$ ,  $\bar{H}(r_3)$ ,  $\bar{H}(r_4)$  eseteire egyenletrendszert állíthatunk fel, amelyet a legkisebb négyzetek elve alapján



10. ábra. A második parciális differenciálhányados grafikus kiértékelése

megoldunk, hogy  $a_2$ -t megkapjuk. A megoldást behelyettesítjük a (6) képletbe és megkapjuk, hogy

$$\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial z^2} = 1,156 \bar{H}(0) + 0,256 \bar{H}(r_1) - 0,445 \bar{H}(r_2) - 1,359 \bar{H}(r_3) + 0,392 \bar{H}(r_4). \quad (7)$$

( $\bar{H}(0)$  tulajdonképpen az állomáson mért anomália értéke.)

A vertikális mágneses, vagy gravitációs intenzitás második parciális derivált értékét megkapjuk, ha a  $\bar{H}(0)$ ,  $\bar{H}(r_1)$ ,  $\bar{H}(r_2)$  stb. középértékeket megszorozzuk a (7) képlet együtthatóival és előjel szerint összeadjuk a szorzatokat.

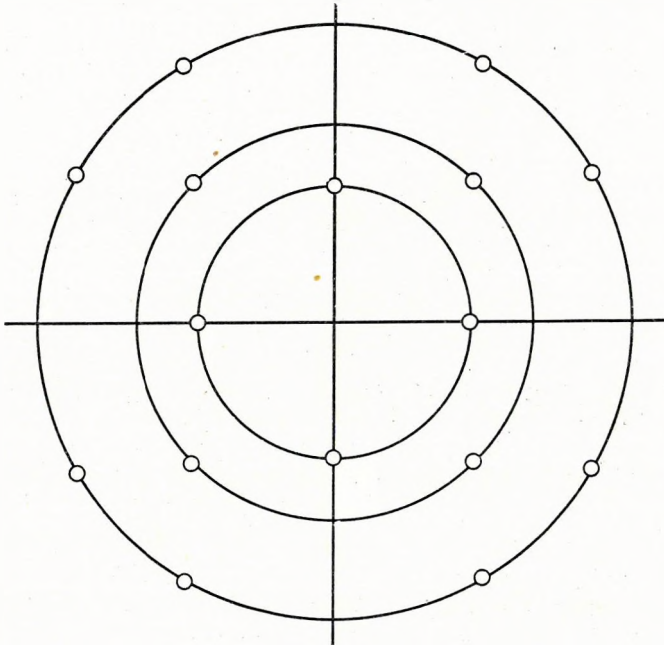
Elkins (5) dolgozatában módszerét a gravitációs térre alkalmazza. A gravitáció vertikális komponensét mérjük ingákkal és graviméterekkel. Ha a gravitáció vertikális komponensét  $g$ -vel jelöljük, akkor a vertikális gradiens:  $\frac{\partial g}{\partial z}$ . A második derivált pedig a vertikális gradiens változása a mélységgel.

A kapott  $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$  értékek  $10^{-15}$  cgs-ben vannak megadva.

Elkins a grafikus megoldás néhány hiányosságára mutat rá és különböző alapokon végezve a kiegyenlítést, legjobbnak találja azt az összefüggést, amelyet az alábbi képlet fejez ki:

$$\left(\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}\right)_P \approx \frac{1}{62s^2} [44g_P + 4 \sum g(s) - 3 \sum g(s\sqrt{2}) - 6 \sum g(s\sqrt{5})]$$

ahol  $s = K \cdot r$  ha az  $1:K$  méretarányú térképen az átlagos állomástávolsággal vett egységnyi sugár cm-ekben van megadva.  $g_P$  annak az anomáliának értéke, amelyekre a számítást végezzük.  $\sum g(s)$  az első körön,  $\sum g(s\sqrt{2})$  a második körön,  $\sum g(s\sqrt{5})$  a harmadik körön kiolvasott anomáliák



11. ábra. Kiolvasó diagramm az  $r_1 = 1$ ,  $r_2 = \sqrt{2}$ ,  $r_3 = \sqrt{5}$  sugarú körökre 4, illetve 8 szögpontra

összege. A negyedik kört, Peterssel szemben már elhanyagolják. A kiolvasó diagrammot a 11-es ábrán mutatjuk be.

Az 1952 évi londoni kongresszuson (6) Rosenbach a következő képletet adta meg:

$$\left(\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}\right)_P \approx \frac{1}{24s^2} [96g_P - 18 \sum g(s) - 8 \sum g(s\sqrt{2}) + \sum g(s\sqrt{5})].$$

Szerinte ez a formula pontosabb.

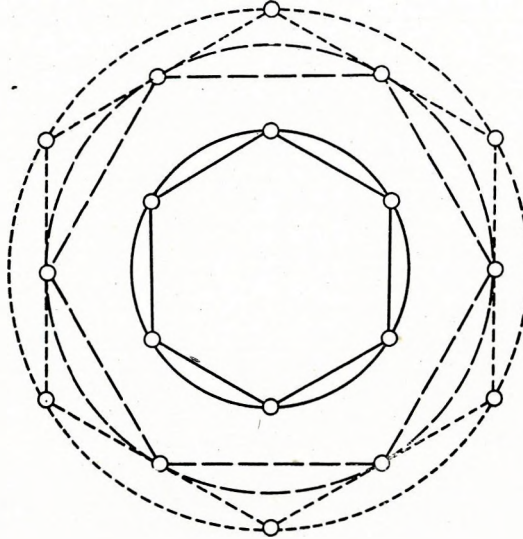
Újabbán (7) a körbe írt hatszögeken végzik el a kiolvasást. A körbe a 12. ábrán látható módon vannak elhelyezve a hatszögek, a körök sugarai:

$$r_1 = 1, r_2 = \sqrt{3}, r_3 = 2.$$

Az alkalmazandó formula:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 3,4667 g_P - \sum_1^6 0,37778 g_i(1) - \sum_1^6 0,51111 g_i(\sqrt{3}) + \sum_1^6 0,31111 g_i(2).$$

Számításainknál egyelőre csak a Peters által közölt 7-es formulát használtuk fel.



12. ábra. Kiolvasó diagramm az  $r_1 = 1$ ,  $r_2 = \sqrt{3}$ ,  $r_a = 2$  sugarú körökre a hatszöges módszer szerint

### A regionálisan korrigált gravitációs izoanomál görbék és a földtani szerkezetek összefüggése

Az egyes módszerek tárgyalásainál már néhány gyakorlati példán bemutattuk a maradék anomáliák és a földtani szerkezetek összefüggését. Láttuk, hogy a regionális hatás kiküszöbölésével a mélyfúrásokból ismert olajszerkezetek körvonalai szemléletesebben mutatkoznak meg, mint a szokásos Bouguer izoanomál görbék szolgáltatja gravitációs képben. Bár a gyakorlott geofizikus az ilyen izoanomália térképen is meglátja, mi az, amit a regionális hatás elfátyoloz s mi az a részlet, ami helyi szerkezetre mutat, mégis a jobb szemlélet kedvéért legtöbbször érdemes az aránylag kis munkával elérhető maradék anomália görbéket megszerkeszteni.

A jobb feloldóképességű derivált módszernek alkalmazása azonban még a szakember számára is előnyös a gravitációs mérések értelmezésénél.

A módszer néhány gyakorlati alkalmazását mutatjuk be ismert olajszerkezetekkel kapcsolatban.

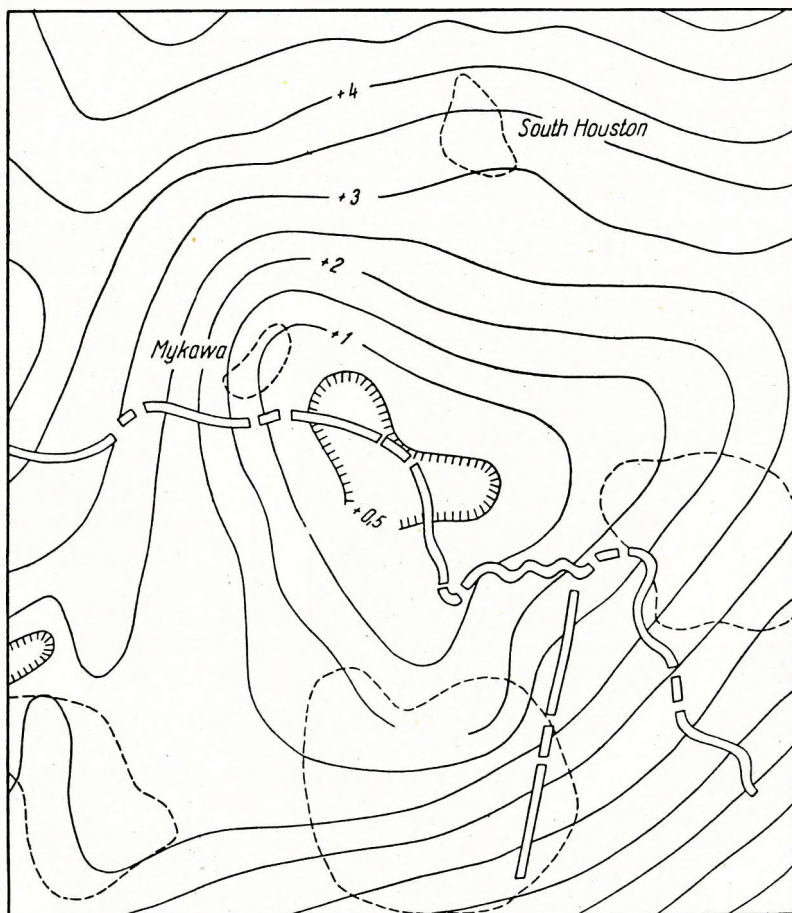
A 13. ábrán az ú. n. Mykawa gravitációs minimum Bouguer izoanomália térképet láthatjuk. A területen uralkodó nagy minimum négy sódóm összegeződő hatásának felel meg. A minimum közepén több meddő fúrást telepítettek.

A 14. ábrán látható maradék anomália térkép még mindig csak a kék balsarkában lévő sódómot mutatja ki lokális minimumként, de a



derivatív módszer alkalmazása után világosan szétválik a négy sódómnak megfelelő négy gravitációs minimum, míg a nagy központi minimum eltűnik (l. a 15. ábrát).

A következő példa egy kaliforniai olajmező feletti gravitációs mérésre vonatkozik. A 16. ábrán a vonalkázott területre az olajszerkezeteket jelzi, a pontok a graviméter állomások helyét adják meg. A Bouguer izo-



13. ábra. Bouguer izogamma térkép a Mykawa-i gravitációs minimumról.  
Izogammák értékköze: 0,5 mgal

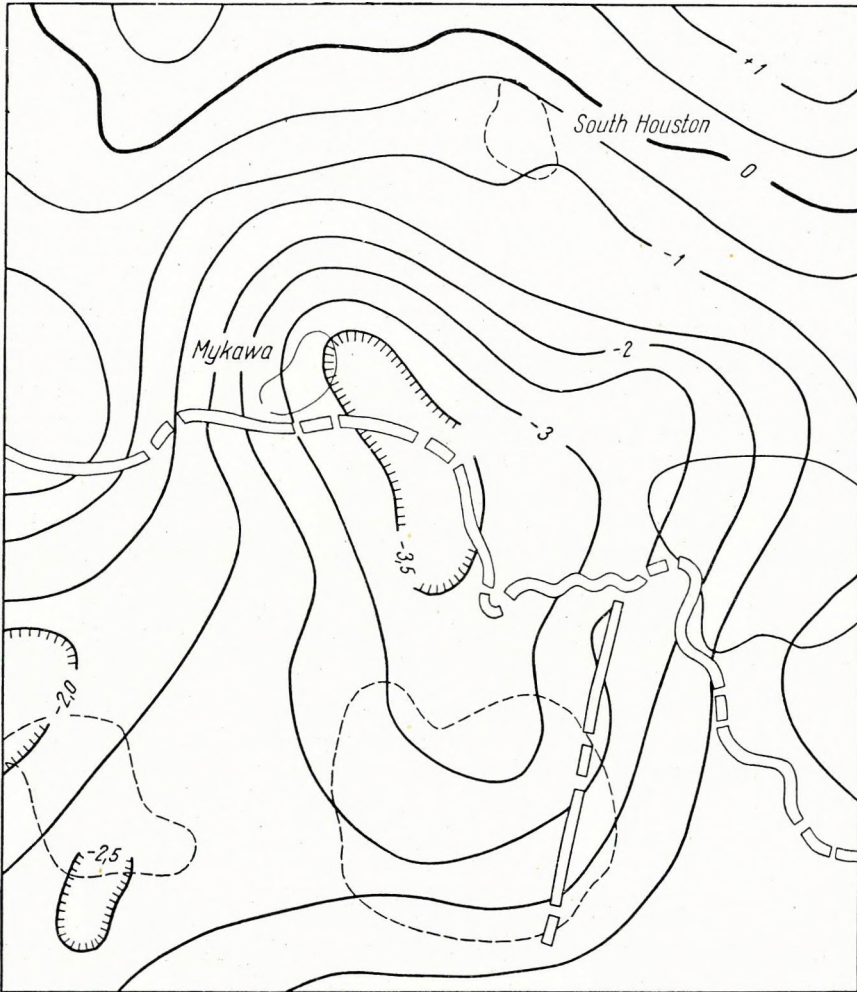
anomália-térkép egyáltalán nem mutat az olajmezőknek megfelelő indikációt, míg a második parciális differenciálhányados izoanomália görbéi világosan kifejezik a gravitációs magaslatokat, amelyek az antiklinálisoknak felelnek meg (l. a 17. ábrát).

Hasonló még az oklahomai Cement Field nevű olajmező példája (18–19. ábra). A derivatív módszerrel számolt izoanomál görbék 0 értéke jól követi a mező körvonalát.

Az ismertetett esetek kitűnően mutatják a derivatív módszer magas

felbontóképességét. Az állomások sűrűn voltak elhelyezve és a mérések pontossága is a lehető legjobb volt.

Még egy példasorozaton bemutatjuk, hogy az első, pontatlanabb graviméter mérés után végzett pontosabb graviméter felvétel, az izoanomálokból szerkesztett maradék anomália térképek fokról-fokra milyen új eredményeket nyújthatnak. A 20. ábrán (8) a Bouguer anomáliák a

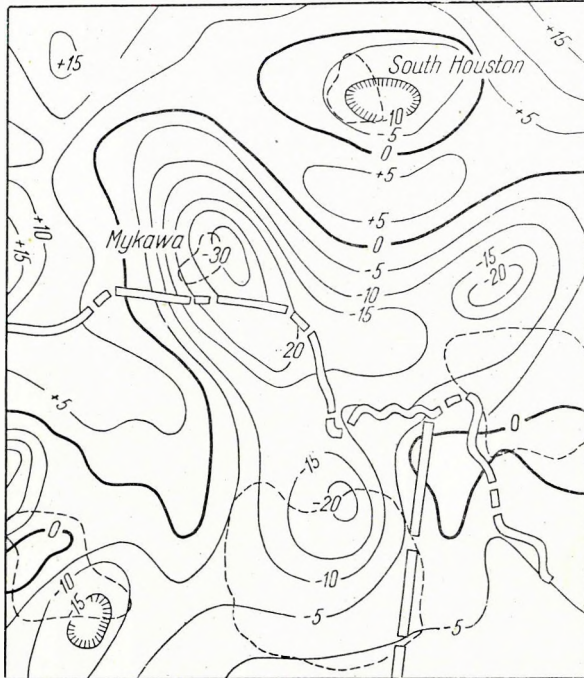


14. ábra. Maradék anomália térkép a Mykawa-i gravitációs minimumról. Izoammák értékkeze 0,5 mgal

nagy regionális hatás mellett mutatnak némi részletet, s a + jellel feltüntetett területrészen közel Kelet-Nyugat-i csapásirányú vonulatokat lehet kijelölni: a - jelzés relatív minimumokat mutat. Az ábrán a pontok az állomások helyét jelzik, az izoanomál görbék értékkeze 1,0 milligal, a körrel körülvevett pont egy kutatófúrás helyét jelöli ki.

A kutatófúrás eredménye szerint szükségessé vált részletesebb gravi-

méteres felvétel. A felvétel alapján készült el 0,1 milligal értékű izoanomália térkép már egészen más képet mutat (21. ábra). A pontosabb mérés jobb feloldóképességűnek bizonyult, mert az eddig Kelet-Nyugat-i csapásirányú maximumok Észak-Dél-i irányúvá lettek. A maradék anomália térképen a maximum még világosabban indikálódik (22. ábra), és ha összehasonlítjuk ezt a térképet a földalatti szerkezet rétegtérképével (23. ábra), akkor láthatjuk, hogy a maradék anomáliák a kb. 1900 m mélységben lévő, fúrásokkal feltárt korall-szirt felszínének képét tükrözik vissza. Az ábrán a pontok olajtermelő fúrások, az üres karikák meddő kutak, a rétegvonalak 100 lábanként vannak megrajzolva.



15. ábra.  $\partial^2 g / \partial z^2$  izogammák a Mykawa-i gravitációs minimumon. Értékköz:  $5 \times 10^{-15}$  cgs

### A derivált módszer alkalmazása egy magyarországi szerkezeten

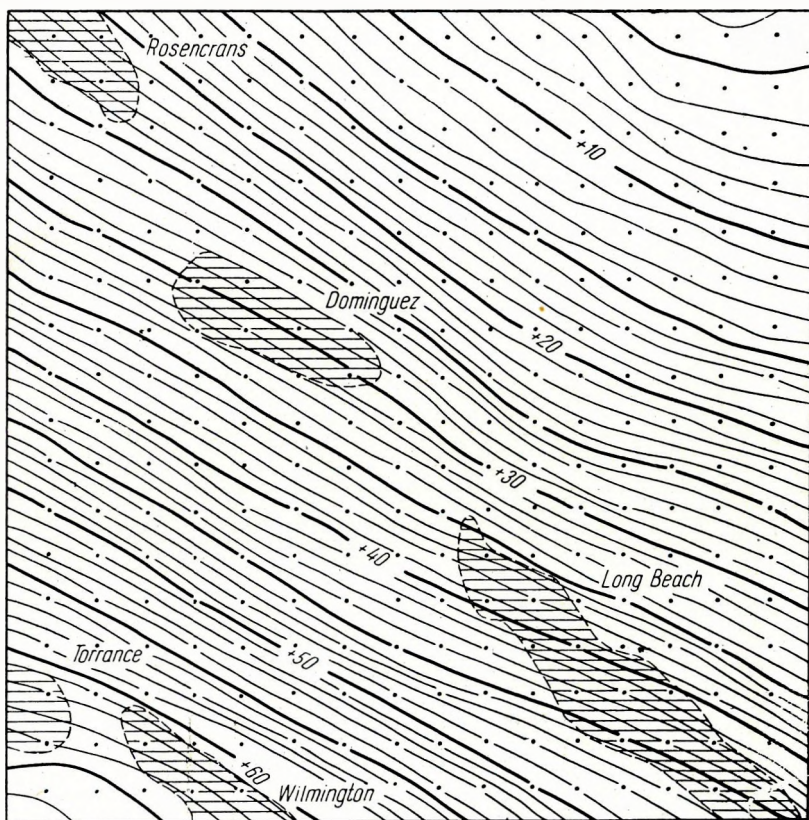
Az anyagot, amelyre támaszkodva a  $\partial^2 g / \partial z^2$  értékeket meghatároztuk, az utóbbi években végzett graviméteres mérések szolgáltatták. A mérések pontossága + 0,2 milligal volt. A módszer kísérleti vizsgálatára az anyag ezen a területen megfelelő. A graviméter mérések alapján számított  $\partial^2 g / \partial z^2$  értékeket össze tudjuk hasonlítani az 1951. évben végzett szeizmikus felvételekkel is.

A  $\frac{\partial^2 \eta}{\partial z^2}$  értékeit Peters (7) alatti formulájával számítottuk ki. Az egységnyi kör sugarát 1 mérföldnek vettük, mivel Peters képletét szintén erre az egységnyi sugarra alkalmazta. A legkülső kör sugara tehát  $\sqrt{9,23}$  mérföld  $\approx 5,1$  km.

Az eredményeket a 24. ábrán mutatjuk be. A vékony, folytonos vonalak az eredeti Bouguer izogammák menetét, a vastag, folytonos vonalak a  $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$  izogamma, a pontozott görbék a szeizmikus mérésekből adódó izohipsza görbéket jelzik.

Értékközök sorban:  $1 \times 10^{-3}$  cgs,  $2 \times 10^{-15}$  cgs, 50 m.

Látható, hogy a Bouguer izogammákban jelentkező gravitációs terrasz, a derivált módszer alkalmazása után, az azonos  $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$  görbékben önálló, zárt maximumként jelentkeznek. A legmagasabb gravitációs értékek-



16. ábra. Bouguer izogamma térkép a Los Angeles medence területén.  
Izogammák értékköze: 1 mgal

ből szerkesztett maradék izogamma jól összeesik a szeizmikus tetővel, bár a maximumtól É-ra eső gravitációs minimum eltolódik a szeizmikus minimumtól, de az ettől kissé ÉK-re eső újabb maradék maximum már ismét jól egyezik a szeizmikus magaslattal. Az értelmezésnél azonban tekintetbe kell venni azt, hogy a terepnehézségek mindkét mérés pontosságát befolyásolták, emiatt bizonyos részletekben eltérések mutatkozhatnak.

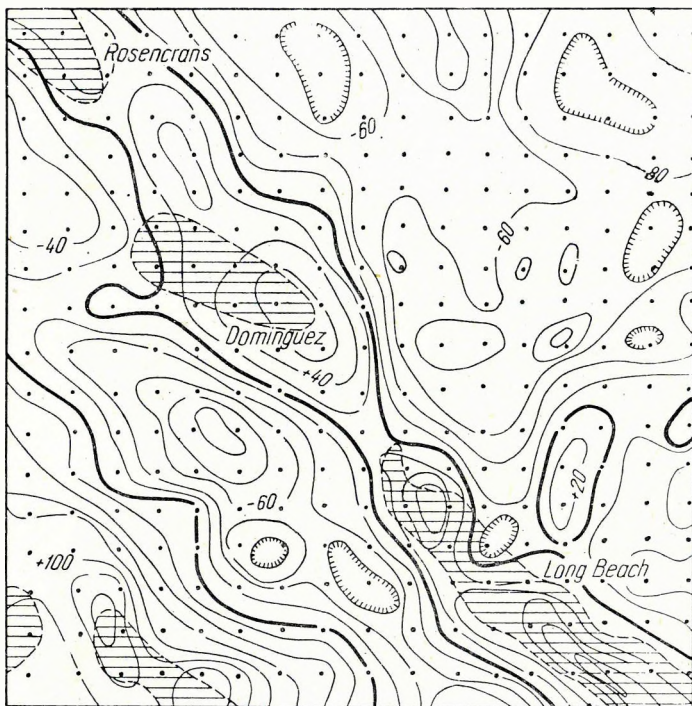
A maradék maximum azonban élesen jelentkezik, míg az É-ra eső

nagyobb tömegű hatók miatt a Bouguer izogamma menetben csak enyhe terraszt láthatunk.

A maradék maximum jelenlétére, a szeizmikus mérések adatainak helyességére a telepített kutatófúrások döntő bizonyítékkal szolgáltak.

Egy szelvényen (25. ábra), amelynek mentén reflexiós szeizmikus mérések folytak, bemutatjuk az anomáliák menetét és a szeizmikus mérés eredményeit. A mélyből jövő reflexiók valószínűleg az alaphegység felszínéről erednek, a dőlésekből meghatározott magasslat jól egyezik a  $\frac{\epsilon^2 g}{\delta z^2}$  értékek maximumával.

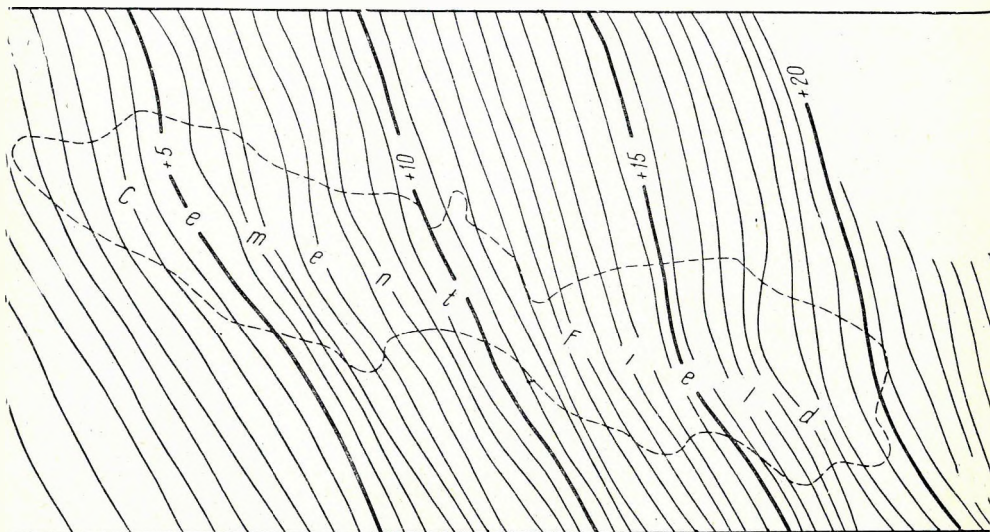
Ez a hazai példa is azt mutatja, hogy a módszer alkalmazása után több részletet látunk, s ezek a részletek a felszínalatti szerkezetek helyi



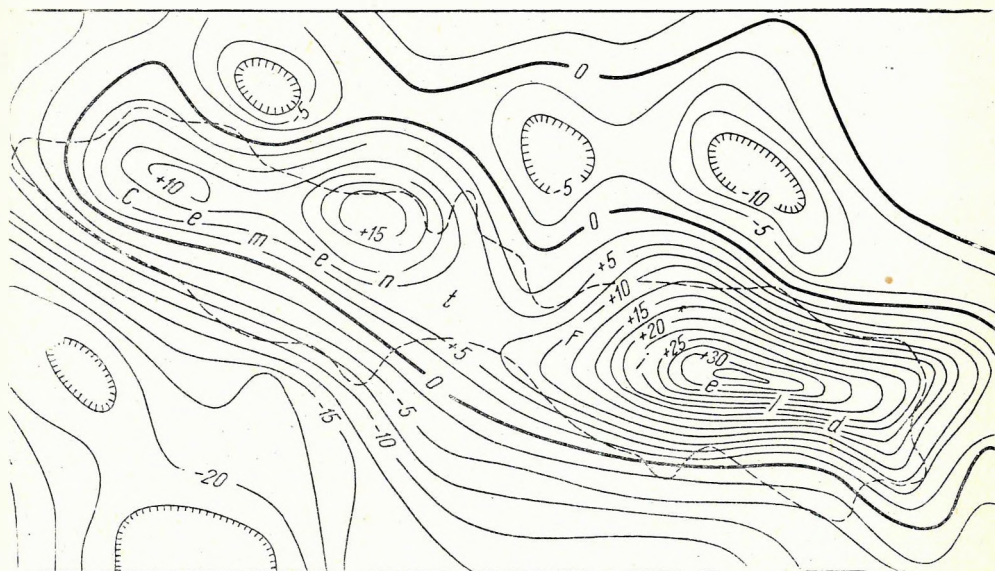
17. ábra.  $\epsilon^2 g / z^2$  izogammák a Los Angeles medence területén. Értékköz:  $20 \times 10^{-15}$  cgs

viszonyait kiemelik, érthetővé, világosabbá teszik és több biztonsággal következtethetünk a minket érdeklő szerkezetek részleteinek jelenlétére. Ezenkívül jobban körvonalazható a szeizmikus mérések munkaterülete is.

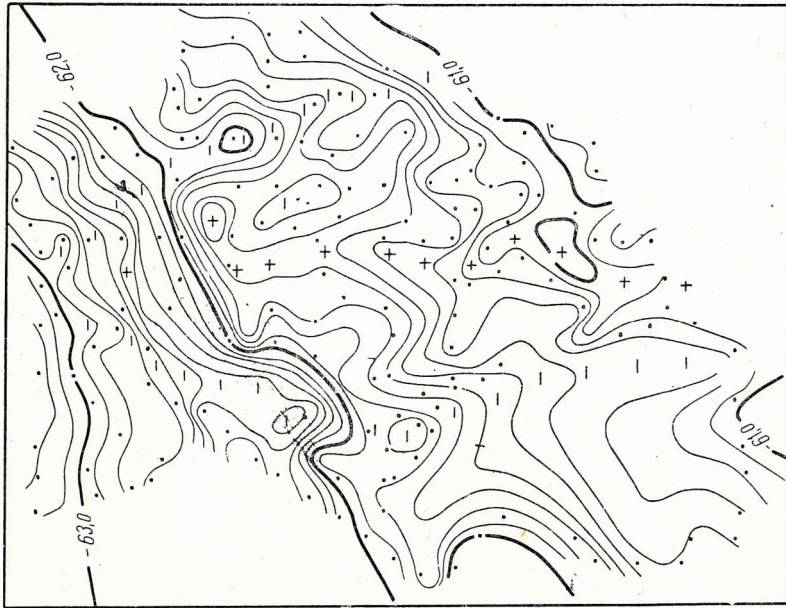
További feladatunknak tartjuk a különböző formulák kritikai vizsgálatát a földtanilag, vagy szeizmikus mérésekből ismert területekből kiindulva. Ezeknek az összetevéseknek a tanulságaiból bizonyára értékes adatokat kapunk a módszer alkalmazásának lehetőségeire hazai viszonylatban. A bemutatott példa szerint Peters eljárása eredményesnek mutatkozott már eddig is.



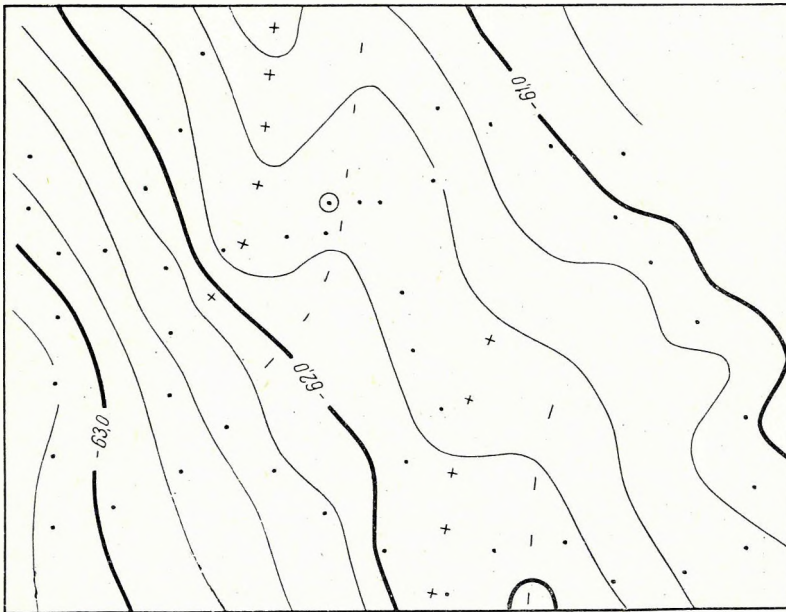
18. ábra. Bouguer izogamma térkép egy oklahomai olajmező felett. Izogammák értékkeze: 0,5 mgal



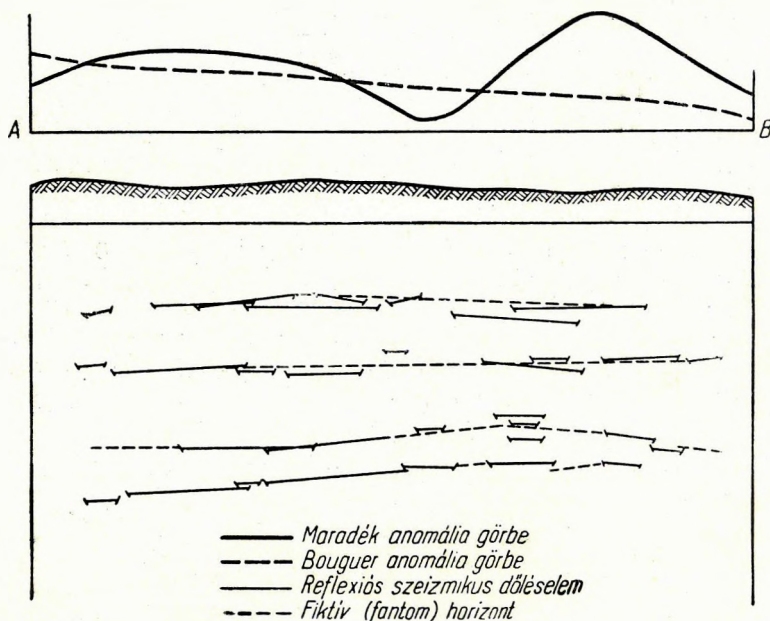
19. ábra.  $\delta^2g/\delta z^2$  izogammák a Cement Field olajmező területén. Értékköz:  $2,5 \times 10^{-15}$  egs



21. ábra



20. ábra



25. ábra. Szeizmikus és gravitációs szelvény a 24. ábra A—B szelvénye mentén

#### IRODALOM

1. VAJK RAUL: Regionális gradiens meghatározása és torziós-inga mérések interpretálása regionális gradiens esetén. Matematikai és Természettudományi Értesítő, Budapest, 1933. 465—489. oldal.
2. J. H. WILSON: Gravity Meter Survey of the Wellington Field, Larimer County, Colorado. Geophysics, Vol. VI. No. 3. July 1941. 264—269. oldal.
3. W. R. GRIFFIN: Residual Gravity in Theory and Practice. Geophysics, Vol. XIV. No. 1. January 1949.
4. L. J. PETERS: The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. Geophysics, Vol. XIV. No. 3. 1949. 290—320. oldal.
5. THOMAS A. ELKINS: The second derivative method of gravity interpretation. Geophysics, Vol. XIV. No. 1. January 1951. 29—50. oldal.
6. D. ROSENBACH: Ein Beitrag zur Berechnung der zweiten Ableitung aus Schwerkräften. Erdöl und Kohle, 8 Heft. Aug. 1952. 504. oldal. Kivonat az European Ass. of Expl. Geophysicists második londoni taggyűlésének anyagából.
7. JOSEPH A SHARPE AND PAUL W. FULLERTON: An application of card methods in geophysical interpretation. Geophysics, Vol. XVII. No. 4. Oct. 1952. 707—720. oldal.
8. HART BROWN: A precision detail gravity survey Jameson area, Coke County, Texas. Geophysics, Vol. XIV. No. 4. October 1949. 535—542. oldal.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1953. IX. 5. — Imprimálva 1953. XI. 12. — Papír alakja: 70X100

A könyv azonosságai száma: 1321—ívek száma: 1'  $\frac{1}{2}$ , 1'  $\frac{1}{4}$  (2'  $\frac{1}{4}$ )—Ábrák száma: 25. — Példányszám: 500

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült.

5544. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.

Felelős: Vértés Ferenc.