

MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

XVIII. KÖTET, 4. SZÁM

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1969

Felelős szerkesztő:

MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság:

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

Szerkesztő:

SZÉNÁS GYÖRGY

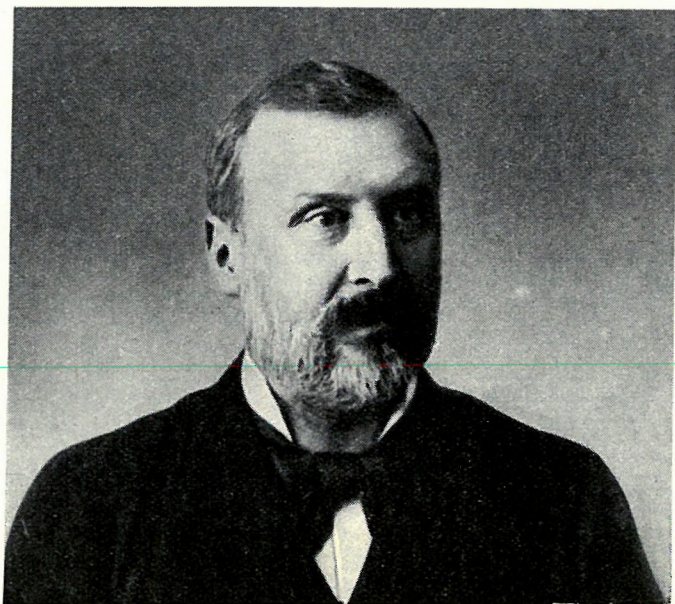
Felelős kiadó: Müller Pál igazgató

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában

Azonossági szám: 0130; Ívterjedelem: 9,75 (A/5)

Példányszám: 1130 Ábrák száma: 59

69.785 Állami Nyomda



Ünnepélyes megemlékezések

EÖTVÖS LORÁND

halálának 50. évfordulóján

A Magyar Tudományos Akadémia, az Eötvös Loránd Tudományegyetem, a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, az Eötvös Loránd Fizikai Társulat, a Magyar Geofizikusok Egyesülete és a Bolyai János Matematikai Társulat EÖTVÖS LORÁND halálának 50. évfordulója alkalmából az Eötvös Loránd Tudományegyetem aulájában, illetve fizikai tanszékeinek nagy előadótermében ünnepélyes tudományos ülésszakot rendezett.

A tudományos ülésszakot megelőzően a rendező szervek képviselői megkoszorúzták EÖTVÖS LORÁND sírját a Kerepesi temetőben. Intézetünk koszorúját Müller Pál igazgató és Morvai László párttitkár helyezte el.

A tudományos ülésszakon Rusznyák István akadémikusnak, az Akadémia elnökének megnyitója után Nagy Károly akadémiai levelező tag EÖTVÖS LORÁND tudományos közületi és nevelői tevékenységéről, Marx György, a fizikai tudományok doktora EÖTVÖS aktualitásáról, Egyed László akadémiai levelező tag EÖTVÖS munkássága és a geofizika modern problémáiról, Rybár István, a fizikai tudományok doktora EÖTVÖS LORÁND egyéniségéről, munkásságáról és EÖTVÖS kapcsolatos személyes élményeiről, Renner János, a műszaki tudományok doktora EÖTVÖS LORÁND gravitációs vizsgálatairól, Haáz István, a műszaki tudományok kandidátusa EÖTVÖS LORÁND földmágnességi vizsgálatairól és Biró Péter, a műszaki tudományok kandidátusa

EÖTVÖS LORÁND kutatásainak geodéziai jelentőségéről tartott előadást. A tudományos ülészak *Szigeti György* akadémikusnak, az Eötvös Loránd Fizikai Társulat elnökének zárószavával ért véget.

A tudományos ülészak befejezését követően a résztvevők megkoszorúzták EÖTVÖS LORÁNDNAK az ELTE fizikai tanszékei épületének falán elhelyezett emléktábláját.

A tudományos ülészak keretében adta át *Szigeti György* akadémikus, az Eötvös Loránd Fizikai Társulat elnöke *Renner Jánosnak*, a műszaki tudományok doktorának, Intézetünk nyugalmazott igazgatójának az Eötvös Loránd Fizikai Társulat emlékérmének oklevelét, *Bese Vilmos* az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt vezérigazgatója, Egyesületünk elnöke pedig *Tárczy-Hornoch Antal* akadémikusnak, a MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Laboratóriumai igazgatójának Egyesületünk EÖTVÖS LORÁND emlékérmét.

MEGEMLÉKEZÉS

EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI KUTATÁSAI RÓL HALÁLÁNAK ÖTVENEDIK ÉVFORDULÓJA ALKALMÁBÓL

HAÁZ ISTVÁN

Eötvös Loránd a múlt század 80-as éveiben kezdett *gravitációs vizsgálatokkal* foglalkozni. Felismerte, hogy a Coulomb-Cavendisch-féle *torziós mérleggel* a nehézségi erő szintfelületének főgörbületi irányait és a két főgörbület különbségét nagy pontossággal meg lehet határozni. Felismerte továbbá, hogy ha e mérlegen azt az egyszerű változtatást alkalmazza, hogy az egyik végét terhelő tömeget újabb szálra függesztve mélyebb szintbe helyezi, akkor az említett *görbületi adatokon* kívül a nehézségi gyorsulás vízszintes síkbeli igen kis változásának *gradiensei* is meghatározhatók. Az eszköznek ezt a változatát nevezik *Eötvös-ingának*.

A Fizikai Intézet laboratóriumában és 1889-ben a Rudas fürdő épületében végzett mérések eredményei általában megfeleltek az épület tömegeloszlásából, illetve a Gellérthegy alakjából és tömegéből hozzávetőlegesen kiszámítható hatásoknak. Eötvös szentlőrinci kertjében végzett ily mérések eredményeiből pedig biztosan felismerhető volt annak az enyhe lejtőnek a hatása, amelyen a kert elterült.

Az első rendszeres terepi méréseket 1891 nyarán a Celldömölk mellett emelkedő szabályos csonkakúp alakú *Sághegy* platóján végezték. STERNECK 1884. évi ingaméréseivel itt arra a meglepő eredményre jutott, hogy a nehézség a plató szélén nagyobb, mint a közepén, tehát hogy a változás a várható hatással ellenkező irányú. Az Eötvös-inga mérések eredményeiből kitűnt, hogy a nehézség a plató szélétől befelé nagyobbodik, és ez a természetes.

Az Eötvös-ingával mérhető gradiensek és görbületi adatok meghatározása nem csupán a nehézségi erőter teljesebb megismerése szempontjából fontos, hanem azért is, mert e mennyiségek változásaiból e változások okaira, *a változásokat okozó tömegek eloszlására* lehet következtetni. Különösen érdekesek azok a változások, amelyek sík területeken jelentkeznek, mert egyrészt ilyen területeken a felszínen levő látható tömegegyenlenségek zavaró hatása kisebb és könnyebben számítható, mint erősen tagolt területeken, másrészt azért, mert ilyen területeken költséges fúrások nélkül mélybeli adatot nem lehet szerezni.

1901-ben és 1903-ban *a befagyott Balaton jegén* nyílt alkalom valóban sík területen torziós inga-mérések végzésére. A mérések a jég, a víz és a tómeder homokja alatt egy Kenesétől majdnem Tihanyig húzódó sűrűségrendelleneséget mutattak ki. Ezt – más megfontolásokból – LÓCZY LAJOS már korábban is sejtette és tektonikus vonalként értelmezte.

A Balaton északkeleti részében végzett mérések eredményei nagyjában összhangban voltak a Sterneck-féle ingamérések eredményeivel, de a STERNECK

által Fonyód és Boglár között talált feltűnő nagy változás nem igazolódott be. A nagy eltérés valószínű okát Eötvös a nagyságával feltűnő boglári g érték hibájának tulajdonította.

Ezután Eötvös érdeklődése az Alföld síksága alatt eltemetett hegyek és lazább anyaggal kitöltött mélyedések felkutatása felé terelődött. Az Akadémia és SEMSEY ANDOR bőkezű támogatása lehetővé tette a mérő expedíciók felszerelését és a tervezett mérések elvégzését. 1902-ben a Bácska déli részén kezdődtek el a rendszeres alföldi mérések a Fruska Gora hegység földalatti folytatásának tanulmányozására. Később erre a környékre ismételtelen visszatértek és fokozatosan haladtak tovább az Alföld többi területeire.

1906-ban az *Internationale Erdmessung* Budapesten tartotta XV. általános értekezletét. Az értekezleten Eötvös előadása és az Arad környékén folyó mérések megtekintése olyan hatást váltott ki, hogy G. H. DARWIN javaslatára az értekezlet felkérte a magyar kormányt Eötvös kutatásainak hathatós támogatására. A magyar kormány nagy megértéssel fogadta a javaslatot és 1907-től 1909-ig évi 60 000 koronát irányzott elő Eötvös geofizikai kutatásainak költségeire. Ezzel a kutatások szervezete kiemelkedett Eötvös tanszékének keretei közül. Eötvös 1909-ben önálló intézet szervezésére is előterjesztést tett. Az előterjesztést az illetékesek nem fogadták el, de az évi 60 000 koronát továbbra is folyósították.

A kutatások feladata továbbra is az volt, hogy a felszínen végzett mérésekkel a felszín alatti földtani szerkezetről képet adjanak. Ez a feladat fokozatosan az *ásványi nyersanyagkutatás* konkrét feladatai felé terelődött. Pl. 1912-ben és 1913-ban az Eötvös ingamérések feladata *Erdélyben kőszótömszök* kimutatása volt, amelyekkel kapcsolatban földgázjelzőfordulások voltak ismereteseek, ill. várhatók.

Méginkább az ásványi nyersanyagkutatás lett a mérések feladata az első világháború kitörése után. Ettől kezdve — BÖCK HUGÓ javaslatára — a pénzügyminisztérium végeztetett ilyen célból Eötvös-inga méréseket. 1916-ban a Morvamezőn, *Egbell környékén* végzett mérésekkel kimutatott gravitációs maximum az eltakart rétegek felboltozódását jelezte, a mélyített fúrások kőolajat hoztak felszínre és így alakult ki az *egbelli olajmező*. 1917-ben pedig *földgázkutatás* volt a feladat a *Hortobágy* területén és környékén.

Eötvös a gravitációra vonatkozó vizsgálataival mellett kezdettől fogva a *földmágneses tér* változásait is vizsgálta. A földmágnesség térbeli változásait, inhomogeneitásait jellemző gradiensek mérésére az Eötvös ingához hasonló eszközt, az ún. *mágneses transzlatométert* szerkesztette. Az eszköz elnevezése onnan ered, hogy inhomogén mágneses térben a mágneses testek a közismert forgató, azaz irányító hatás mellett haladható, azaz transzlációs erőhatást is szenvednek. Tehát a mágneses tér inhomogeneitását jellemző gradiensek mérése e transzlációs hatás megmérését is jelenti.

Az eszköz kis mágneses hatások, kis mágneses momentumok mérésére, tehát pl. *közetek mágnesezettségének meghatározására* is alkalmas. Eötvös a közetek irányított mintavételére egyszerű mágneses tájolót is szerkesztett és a kőzetmintáknak nemcsak az indukált mágnesezettségét, mágneses szuszcep-

tibilitását, hanem a saját vagy remanens mágneses momentumát is meghatározta.

Vizsgálatait az olasz FOLGHERAITER nyomán *régi téglák és agyagedények* mágnesezettségére is kiterjesztette és remanens mágnesezettségük irányából a készítésük idejére vonatkozó inklinációra következtetett. Ezzel FOLGHERAITER-rel együtt a századforduló idején a mai *paleomágneses* vagy inkább *archeomágneses kutatások* egyik előfutárja lett. Eljárása fordítva arra is alkalmas, hogy ismervén a múlt időkben az inklináció értékeit, a remanens mágnesezettség irányából megállapítható a *régi agyagedények kora* és ellenőrizhető eredetiségük. Eötvösnek néhány esetben sikerült a régészek ilyen irányú feltevéseit helyesbíteni.

A mágneses transzlatométer *földi (tellurikus) elektromos áramok* kimutatására is alkalmasnak bizonyult.

Eötvös idejében és igen sokáig a halála után is az Eötvös-inga mérések helyein úgyszólván mindenkor a földmágneses elemek értékeit is meghatározták és némelyik területen külön részletes földmágneses méréseket is végeztek. Legnevezetesebbek az 1902–1903–1904. években a *Fruska Gora* vidékén, 1912–1913-ban Erdélyben és 1917-ben a *Hortobágy* területén és környékén végzett részletes földmágneses mérések.

A horizontális intenzitás és a deklináció értékeit mágneses teodolitokkal, az inklináció értékeit földinduktorral, a horizontális intenzitás relatív értékeit Kohlrausch-féle variométerekkel, a deklináció relatív értékeit pedig Eötvös által erre a célra szerkesztett mágneses teodolitpárral határozták meg.

Az anomáliák kiszámításához szükséges *normálértékek* meghatározására Eötvös, az észlelések eredményeinek kritikai mérlegelésével, kiválasztott olyan területeket, amelyek mért értékeiből a normális értékeket, mint a földrajzi koordináták (elsőfokú) függvényeit kiegyenlítéssel kifejezhette.

Az *időbeli változást* kezdetben a pólai, később az ógyallai obszervatórium adatai alapján vették figyelembe.

Eötvös Loránd 1919. április 8-án bekövetkezett halála után a gyakorlati geofizikai kutatások teljesen a pénzügyminisztérium bányakutatásainak szervezetébe kerültek át és ebben a keretben folytatódtak tovább. 1935-ben a bányászati kutatásokkal együtt a geofizikai kutatásokat is az akkor megalakult iparügyi minisztérium vette át és akkor vált a geofizikai kutatások szervezete hivatalosan is önálló intézetté. Ma a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet – a M. Áll. Földtani Intézettel együtt – a Központi Földtani Hivatal főhatósága alá tartozik.

IRODALOM

- FEKETE JENŐ, MIKOLA SÁNDOR, PEKÁR DEZSŐ, RYBÁR ISTVÁN, TANGL KÁROLY, 1918: Báró Eötvös Loránd élete és tudományos működése. Különlenyomat a Math. és Pys. Lapok 1918. évi 6–7. füzetéből. Budapest.
- FRÖHLICH IZIDOR, 1930: Báró Eötvös Loránd Emlékkönyv (szerkesztette a MTA megbízásából) Budapest.
- KÖVESLIGETHY RADÓ: Eötvös Loránd. Műveltség: A gondolat úttörője, első sorozat. Szerkesztette Lambrecht Kálmán. Dante Könyvkiadó.
- SELÉNYI PÁL (a MTA megbízásából rendezte sajtó alá), 1953: Eötvös Loránd összegyűjtött munkái (Roland Eötvös Gesammelte Arbeiten). Akad. Kiadó, Budapest.
- RENNER JÁNOS, 1967: Eötvös Loránd. Műszaki nagyjaink III. köt. Szerkeszti Szóke Béla. Gép-
ipari Egyesület kiadása. Budapest.

COMMEMORATION
OF THE WORKS OF ROLAND EÖTVÖS IN GEOPHYSICAL RESEARCH
ON THE FIFTIETH ANNIVERSARY OF HIS DEATH
ISTVÁN HAÁZ

ROLAND EÖTVÖS began his *gravity investigations* in the eighties of the last century. He realised the suitability of the *Coulomb-Cavendish torsion-balance* for determining the main curvature directions of the horizon of the gravitational field-force, and the difference of the two main curvatures, with high precision. Eötvös recognized further, that by a simple alteration, namely by lowering one of the masses at the ends of the balance by an additional filament, very small horizontal *g* variation-*gradients* also can be determined. This variety of the torsion-balance is denoted as *Eötvös torsion-balance*.

The first tests in the Physical Institute of the University and in the surroundings of the St. Gerard Hill corresponded to the roughly calculated mass effects of the two sites, namely of the Institute's building and of the St. Gerard Hill. Another test in his own estate clearly showed the mild slope of the environment.

The first systematic field measurements started on the plateau-top of the truncated cone-shaped volcanic hill Sághegy in the Transdanubian Range.

Sterneck, here, in 1884, surprisingly enough, found an unexpectedly higher *g* on the margins of the plateau. The Eötvös torsion balance measurements showed that, on the contrary, the *g* increased toward the center, as expected.

The quantities obtained by the Eötvös torsion balance offer a better knowledge of the gravity field-force, but what is more, the variations of these quantities allow conclusions to their causes: to the distribution of the *masses responsible for the variations*.

These variations are especially valuable in plains, for in plains partly the supersurface disturbances are negligible (or at least easier to be taken into consideration), partly practically no subsurface geological information can otherwise be obtained without expensive drilling.

The frozen Lake Balaton offered in the winters of 1901 and 1903 really plain surfaces for torsion-balance measurements. A sub-bottom disturbance was revealed (in the direction Kenese-Tihany), suspected and interpreted earlier by *Lajos Lóczy* as a tectonical zone.

Eötvös' results in the NE part of the Lake Balaton roughly corresponded to those obtained earlier by *Sterneck*, except between Fonyód and Boglár, where *Sterneck's* great variation has not been confirmed. Eötvös' guess about the great difference was the error of the conspicuous *g* value at Boglár.

Henceforth, the Great Plain, with its buried hills, drew the attention of Eötvös. The generous support of the Hungarian Academy of Sciences and the

funds supplied by the renowned devotee of science, *Andor Semsey*, enabled Eötvös to launch an expedition and carry out his planned measurements. The systematical measurements started in 1902 on the Southern Great Plain with the aim to trace the subsurface continuation of the Fruška Gora Mts. With several re-surveys of this region, the measurements had been gradually extended to the rest of the Great Plain.

The organization *Internationale Erdmessung* (International Survey) held its XVth General Congress in 1906 in Budapest. A lecture delivered by Eötvös, and the on-the-spot study of the measurements (then around Arad), made so deep an impression on the participants, that *G. H. Darwin* motioned a resolution addressed to the Government to support effectively the investigations of Eötvös. The Government yielded to the demand and between 1907 and 1909 an annual allowance of 60 000 *crowns* was provided for the experiments.

Thus, the investigations actually emerged from the University context. In 1909 Eötvös himself suggested the establishment of an independent institute. The suggestion had been refused but the annual allowance was not cancelled.

The task of the investigations remained to supply subsurface geological information. This task has tended gradually toward actual prospecting for *mineral deposits*. Thus, e.g. in 1912 and 1913 prospecting of Transylvanian *salt-domes* in actual or possible connection with natural gas accumulations, became the main task of the torsion-balance measurements.

This trend increased after the outbreak of World War I. In this period, the prospectings were encouraged by *Hugo Böckh*; the Ministry of Finances being in charge of the question. In 1916, the measurements indicated structures favourable for hydrocarbon accumulation in the vicinity of Egbell (Gbely). The subsequent drillings hit oil, this was how the still producing *Egbell oil-field* came to the daylight. In 1917 *natural gas investigations* were carried out in and around the Hortobágy region.

Eötvös never restricted his activity to the gravity alone. On the contrary, he was thoroughly interested in the terrestrial magnetic field, too. He constructed an instrument, the so-called *magnetic translatometer*, very similar to the torsion-balance, to detect the gradients characterizing the spatial variations of the terrestrial magnetism. The name of this device can be derived from the fact that magnetic bodies in inhomogeneous magnetic field undergo, beside the well-known rotational (i.e. orienting) effect, a translational effect, too. Consequently, measuring the gradients characterizing the inhomogeneities of the magnetic field, includes the measurement of the translational effect, too.

This device is also suitable to measure small magnetic effects, e.g. *rock-magnetism*. For an oriented sampling, Eötvös constructed a simple compass, and measured, in rock samples, not only the induced magnetism, susceptibility, but also the remanent magnetisation.

Eötvös, encouraged by the pioneer-work of *Folgheraiter*, extended his examination to the magnetization of *ancient bricks and pottery*, and from the orientation of their remanent magnetization he derived the *magnetic inclination* of the age of their manufacturing. This made him, together with Folgheraiter, a precursor of modern *paleomagnetic* or at least *archeomagnetic* investigations as early as the turn of the century. The procedure, applied in the reverse way, i.e. knowing the ancient inclination values and the orientation of the remanent

magnetization, is suitable to determine the *age of ancient pottery*, in fact, checking their originality. These investigations sometimes forced archeologists to correct their views about age-questions of ancient pottery.

The magnetic translatometer proved to be suitable to indicate *telluric currents*, too.

During Eötvös' lifetime, and for long after his death, the torsion-balance locations served as sites for measuring the magnetic components too. On some of these areas also detailed magnetic measurements were carried out. To mention best known ones: 1902–1904 *Fruška Gora*, 1912–13 *Transylvania*, 1917 *Hortobágy* and surroundings.

The *H* and *D* were determined with magnetic theodolites, the *I* with earth-inductor, the relative values of the *H* with Kohlrausch-variometers, and the relative values of *D* with two special magnetic theodolites, the latter constructed by Eötvös for this very purpose.

To obtain *normal formulas* necessary to anomaly-calculations, Eötvös utilized values of carefully selected sites, suitable, by smoothing, to express the normal values as linear functions of the geographic coordinates.

The *temporal variation* had first been taken into consideration from the records of the Pola Observatory, later from the records of the Ógyalla (Hurbanovo) Observatory.

Roland Eötvös died on 8 April 1919. Henceforth the applied geophysical investigations (practically prospectings) got under the control of the Mines and Resources Dept. of the Ministry of Finances. In 1935, the newly established Ministry of Industry took over the mineral prospectings, including geophysics. From then on is the institute officially regarded as an independent geophysical institute: the *Hungarian Roland Eötvös Geophysical Institute*.

At present this Institute, together with the Hungarian Geological Institute, belongs to and operates under the authority of the Central Board of Geology.

ВОСПОМИНАНИЕ О ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ЛОРАНДА ЭТВЕША ПО СЛУЧАЮ ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЯ СО ДНЯ ЕГО СМЕРТИ

И. Х А З

Лоранд Этвеш начал заниматься *исследованиями силы тяжести* в 80-ых годах прошлого века. Он распознал, что при помощи *крутильных весов* Колумба – Кэвэндиша можно определить направления главной кривизны уровенной поверхности силы тяжести и расхождение между двумя главными кривизнами с высокой точностью. Далее он выяснил, что в результате простого преобразования крутильных весов в виде понижения одной из масс, прикрепленных к обоим концам коромысла, до более глубокого уровня путем подвешивания ее на новой нити, преобразованный таким образом прибор станет пригодным для определения *градиентов* весьма мелких изменений ускорения силы тяжести по горизонтальной плоскости кроме упомянутых *данных о кривизне*. Такой вариант прибора называется вариометром Этвеша.

Результаты измерений, проведенных в лаборатории Физического Института и в здании бани Рудаш в 1889 г., были в основном в соответствии с эффектами, вычисленными приблизительно по распределению массы здания, т. е. по форме и массе горы Геллерта. По результатам подобных измерений, выполненных в саду Этвеша в с. Сентлёринц, можно было с уверенностью распознать влияние умеренного склона, на котором сад поместился.

Первые регулярные полевые измерения были выполнены на платформе горы *Шагхедь*, возвышающейся в форме правильного конуса около с. Целдёмёлк. Своими маятниковыми измерениями в 1884 г. Штернек пришел здесь к поразительному результату, что на краю платформы сила тяжести выше, чем в середине ее, значит изменение происходит в направлении, противоположном ожидаемому. Из результатов измерений с вариометрами Этвеша стало явным, что сила тяжести увеличивается с края платформы к середине ее, а не в противоположном направлении, как это было установлено Штернеком.

Определение градиентов и данных кривизны, измеряемых при помощи вариометра Этвеша, является важным не только с точки зрения более полного выяснения поля силы тяжести, а также потому, что по изменениям этих величин можно сделать выводы о причинах этих изменений, о *распределении масс, обуславливающих такие изменения*. Особенно интересными являются изменения, появляющиеся на равнинах, так как в таких районах помехи от неравномерностей распределения масс, наблюдаемых на дневной поверхности, являются меньшими и вычисляются легче, чем в сильно расчлененных районах, с одной стороны, и геологи в таких районах без дорого-

стоящих буровых работ могут получить только небольшое количество данных или вовсе не получить их, с другой.

В 1901 и 1903 гг. на льду замерзнутого оз. Балатона представилась возможность производить такие измерения в действительно равном районе. Измерения выявили под льдом, водой и песком дна озера накопление масс, распространяющееся от с. Кенеше почти до с. Тихань, наличие тектонической линии в этом направлении, в существовании которой догадывался уже и Лайош Лоци.

Результаты измерений в северо-восточной части оз. Балатона были в основном в соответствии с результатами маятниковых измерений Штернека, однако поразительно большое изменение между с. Фоньод и с. Боглар, найденное Штернеком, не получило подтверждения. Вероятную причину большого расхождения Этвеш приписал погрешности значения ускорения силы тяжести, полученного ок. с. Боглар, которое выступало своей большой величиной.

После этого Этвеш увлекся разведкой погребенных гор и прогибов, заполненных рыхлыми материалами, под поверхностью Большой Венгерской Низменности. Щедрая поддержка Академии и Андора Шемшеи сделала возможным оснащение разведочных экспедиций и производство предусмотренных измерений. В 1902 г. в южной части Бачка была начата регулярная съемка района Большой Низменности для изучения подземного продолжения горы Фрушка Гора. Впоследствии разведчики повторно возвращались к этому району и постепенно продвигались к остальным частям большой Венгерской Низменности.

В 1906 г. XV. общее заседание Internationale Erdmessung проводилось в г. Будапеште. Доклад Этвеша на этом заседании и осмотр работ около г. Арад произвели такое впечатление, что по предложению Г. Х. Дарвина заседание обратилось к венгерскому правительству с просьбой об оказании эффективной поддержки для исследований Этвеша. Венгерское правительство приняло это предложение с полным пониманием и с 1907 г. по 1909 г. ассигновало ежегодно 60 000 корон для покрытия расходов, связанных с геофизическими исследованиями Этвеша. Тем самым организация исследований выступила за рамки кафедры Этвеша. В 1909 г. Этвеш представил предложение об организации самостоятельного института, по он мог только достичь продолжения ассигнования в сумме 60 000 корон за год.

Задача исследований и в дальнейшем заключалась в получении возможно более подробной картины о покрытых подземных слоях путем производства измерений на дневной поверхности. Такая задача постепенно приближалась к конкретным задачам разведки на минеральное сырье. Например, в 1912 и 1913 гг. задача измерений вариометрами Этвеша заключилась в выявлении *соляных куполов в Трансильвании*, к которыми были приурочены уже известные или ожидаемые месторождения природного газа.

После вспышки первой мировой войны задача разведки на минеральное сырье выдвигалась на передний план. Начиная с тех пор по предложению Хуго Бёка Министерство финансов заказало измерения вариометрами Этвеша. Гравитационный максимум, выявленный измерениями в 1916 г. в Морвамесё около с. Эгбел, указал на наличие антиклинали в погребенных пластах, по пробуренным скважинам нефть поднялась на поверхность и та-

ким образом образовались *Эгбельские нефтяные промыслы*. А в 1917 г. задача заключилась в *разведке на природный газ* в районе *Хортобадь* и в его окружности.

* * *

Рядом с исследованиями по силе тяжести Этвеш с самого начала изучал вариации *магнитного поля Земли*. Для измерения градиентов, характеризующих пространственные изменения, неоднородности геомагнетизма, он построил прибор, похожий на вариометр Этвеша, который назывался *магнитным транслятометром*. Название прибора происходит от того, что в неоднородном магнитном поле магнитные тела подвергаются, кроме вращательного, т. е. направляющего эффекта, поступательному, т. е. трансляционному усилию. Значит измерение градиентов, характеризующих неоднородность магнитного поля, представляет собой также измерение этого трансляционного эффекта.

Прибор также годится для измерения маленьких магнитных эффектов, мелких магнитных моментов, значит, например, для определения *намагниченности горных пород*. Для взятия ориентированных образцов горных пород Этвеш построил простой магнитный буссоль, и определил не только наведенный магнетизм, магнитную восприимчивость образцов горных пород, но и их собственный или остаточный магнитный момент.

По италянскому Фолгерайтеру он распространил свои исследования также на намагниченность *старых кирпичей и глинистых посуды*, и по полученному направлению их остаточной намагниченности он сделал вывод о наклонении во время их изготовления. Тем самым вместе с Фолгерайтером он стал одним из предшественников сегодняшних *палеомагнитных* или более точно *археомагнитных* исследований на рубеже столетия. При знании значений наклонения в прошедшие времена при помощи его метода в обратном порядке можно по направлению остаточной намагниченности определить *возраст старых глинистых посуды* и проверить их оригинальность. Этвешу удалось в некоторых случаях поправить предположения археологов в таком отношении.

Магнитный транслятометр также оказался пригодным для выявления *земных (теллурических) токов*.

Во время Этвеша и очень долго после его смерти на участках вариометрических съемок почти всегда определялись значения геомагнитных элементов и в некоторых районах были проведены специальные детальные геомагнитные измерения. Наиболее знаменитыми являются геомагнитные измерения, проведенные в 1902–1903–1904 гг. в области *Фрушка Гора*, в 1912–1913 гг. – в Трансильвании и в 1917 г. – в районе и окружности *Хортобадь*.

Значения горизонтальной интенсивности и склонения были определены магнитными теодолитами, значения наклонения земным индуктором, относительные значения горизонтальной интенсивности – вариометрами Колрауша, а относительные значения склонения – парой магнитных теодолитов, построенных Этвешом для этой цели.

Для определения нормального значения, необходимого для вычисления аномалий, Этвеш, критически взвешивая результаты наблюдений, выбрал

такие области, из измеренных значений которых он при помощи выравнивания смог выразить нормальные значения как (первостепенные) функции географических координат.

Временные вариации были учтены сначала по данным обсерватории в г. Пола, затем по данным обсерватории в с. Одьялла.

После смерти Лоранда Этвеша 8 апреля 1919 г. практические геофизические работы полностью перешли в организацию горноразведочных работ Министерства финансов и продолжались в рамках этих работ. В 1935 г. геофизические исследования вместе с горноразведочными работами были приняты образованным в то время Министерством промышленности и только в это время организация геофизических исследований стала самостоятельным институтом. В настоящее время Венгерский государственный Геофизический институт им. Лоранда Этвеша – вместе с Венгерским государственным Геологическим институтом – подчинен Центральному Геологическому Управлению.

VARIÁLHATÓ SZEIZMIKUS DIGITÁLIS FELDOLGOZÓ EGYSÉGEK

POSGAY KÁROLY – VINCZE JÁNOS – KASZÁS MIKLÓS –
KENGYEL MIKLÓS

K. POSGAY – J. VINCZE – M. KASZÁS – M. KENGYEL
VARIABLE SEISMIC DIGITAL PROCESSING UNITS

In the present paper such instrument units – developed in the Geophysical Institute – are introduced, with the aid of which storage, correction, stacking, convolution of the seismograms can be handled in a digital way.

The units match the field equipments developed in the Institute, i. e. the frequency-modulation seismic equipment SM-24+6 fabricated in the Gamma Works (Gamma Geofizika), further the digital field system of the Geophysical Institute. On account of a flexible design of the processing units, a connection of the digital processing units to other analog or digital systems will be possible, too.

К. ПОЖГАИ – Я. ВИНЦЕ – М. КАСАШ – М. КЕНДЬЕЛ
ВЗАИМОЗАМЕНЯЕМЫЕ УСТРОЙСТВА ДЛЯ ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКИ
СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В работе описываются разработанные в Геофизическом институте им. Л. Этвеша устройства, при помощи которых осуществляются хранение сейсмических записей, ввод в них поправок, а также накопление и свертка данных в цифровом виде.

Рассматриваемые устройства могут быть подключены к разработанным в Институте полевым станциям, т.е. к сейсмостанциям с частотной модуляцией типа SM-24+6, выпускаемой Геофизическим приборостроительным заводом „Гамма“, а также к цифровой полевой аппаратуре Института. Гибкость конструкции этих устройств для цифровой обработки данных позволит подключать их и к другим видам аналоговой или цифровой аппаратуры.

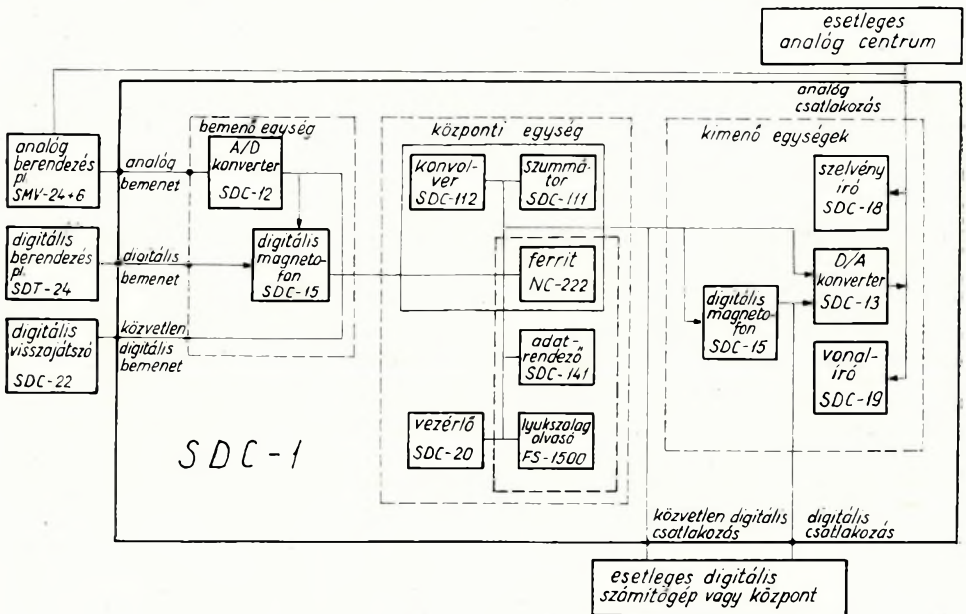
A digitális szeizmika napjainkban egyre nagyobb tért hódít. A kapitalista szeizmikus csoportok 23%-a már 1966-ban digitális felvevő berendezéssel dolgozott, jelenleg kb. 50 – 60% (L. R. TUCKER, 1967).

A feldolgozásban már nagyobb a digitális technika szerepe, mert az analóg berendezésekkel készített felvételek nagy részét is átalakítják és digitális számítógépeken dolgozzák fel. A digitális technika előrehaladásával egyre újabb típusai jelennek meg azoknak a feldolgozó berendezéseknek is, amelyeket csak néhány feladat elvégzésére szerkesztettek. A számítógépek mellett kiterjedten alkalmazott konvolvereken kívül megjelennek a terepi összegzésre és a felvétel minőségi ellenőrzésére alkalmas egységek (Texas Instr.: DIGI-STACK; Elektro-Techn.: ADD-IT, SUM-IT stb.). A Szovjetunióban ugyancsak jelentős az előrehaladás mind a terepi digitális szeizmikus berendezés konstrukciója, mind az adatok előkészítése és számítógéphez vitele terén.

A digitális nagyteljesítményű számítógépek használatbavételének egyik jelentős nehézsége a viszonylag magas beruházási költség. Ez különösen ott okoz gondot, ahol a kutatás dekoncentrálttsága folytán a számítógép kapacitásának kihasználása csupán geofizikai feldolgozással nem biztosítható. A koncent-

rálás viszont sokszor földrajzi, vagy politikai okok miatt nehézségekbe ütközik. A továbbiakban ismertetett egységek ilyen körülmények között is lehetővé teszik a digitális technika bevezetését. Teljesítőképességük elmarad ugyan a nagyköltségű berendezésektől, de a feldolgozás paramétereinek széles megválasztási lehetősége így is új lehetőségeket ígér. Felhasználásukkal a gyakorlatban legszükségesebb műveletek jelentős része elvégezhető. További feldolgozáshoz pedig univerzális számítógépek használata lehetséges. Az egységekből összeállítható elrendezések költsége viszont általában alatta marad még az analóg feldolgozó berendezésekének is, s így az egyes intézmények lehetőségeinek és igényeinek legjobban megfelelő olyan komplexus alakítható ki, amellyel a digitális feldolgozás bevezető szakasza megvalósítható.

Ezek az egységek sem jelentik az egyetlen megvalósítási lehetőséget. Részegységeiből átmeneti típusok is könnyen kialakíthatók (1. ábra).



1. ábra. Az SDC – 1 szeizmikus digitális adatfeldolgozó centrum

Fig. 1 The seismic digital data processing center SDC – 1

Фиг. 1. Схема центра типа СДЦ – 1 для цифровой обработки сейсмических данных

Az analóg szeizmogramok átalakítását, illetve a digitálisan feldolgozott adatok visszaalakítását végzik az analóg-digitál, illetve digitál-analóg konverterek. Ezért szinte az analóg berendezések tartozékának tekinthetők.

A digitális adattároló magnetofon segítségével megvalósítható – az adatfeldolgozás bármely fázisában – az adatok rögzítése további feldolgozásra, pl. betáplálásra univerzális számítógépbe. Hatsebességes; 2,4 cm/sec és 152 cm/sec határok között rögzíti a jeleket. Mind terepi, mind laboratóriumi célokra egy-

aránt alkalmas. Nagy szalagsebességtartománya révén nem csupán szeizmikus, hanem karottázs, vagy elektromos méréseknél, a modern kísérleti fizika és mérés technika egyéb területein is használható. Jelenleg 1 hüvelyk széles szalagon, 16 sávon rögzít, de kialakítható 1/2 hüvelyken 9 sávós rögzítés is.

A korrekciós egység és a konvolver a két leginkább összetartozó rész. Közöttük számos átmeneti variáció alakítható ki különösebb nehézség nélkül. Jelenlegi formájában a korrekciós egységen állítható be a statikus korrekció. Itt vannak elhelyezve a dinamikus korrekció lyukszalag vezérléséhez, továbbá az egymás után beolvasott csatornák (korrekcióval vagy anélkül történő) összegezése irányításához szükséges áramkörök is. A konvolúciós operátorok konvolverbe táplálása (lyukszalagról) ugyancsak a korrekciós egységen keresztül történik.

A korrekció végrehajtása a következő: a digitális alakban érkező szeizmikus csatorna adatait a konvolver ferritmagos memóriájában tároljuk. Az időegységként (pl. 2 ms-ként) érkező adatokat a kérdéses csatornára beállított statikus korrekció és a lyukszalagról leolvasott – a kérdéses csatorna megfelelő idejére érvényes – dinamikus korrekció összegének megfelelően eltolva tároljuk és folyamatosan olvassuk ki. Így szinte tetszőleges és nagy hajlékonyságú a dinamikus korrekció tartománya. A csatornák megfelelő rendezésével összegezés is végezhető. Az egymásután betáplált csatornák a konvolver aritmetikai egységével összegezhettek. A korrekciós és a közös-mélységi-pontos összegezési műveletek real-time-ban folynak, tehát végrehajtásukhoz a bejátszás idején kívül semmi további időre nincs szükség.

Ezzel tulajdonképpen már áttértünk a konvolver ismertetésére is. A fenti műveleteken kívül a konvolverrel – nevének megfelelően – digitális szűrés is végezhető. Mivel ezt a konvolúciós operátorok közel tetszőleges variációjával hajthatjuk végre, a digitális szűrés sok előnye kihasználható; például fizikailag nem realizálható szűrővel is történhet szűrés.

Kiegészítésül még megjegyezzük, hogy a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben tervezett analóg egységek, például a Gamma Geofizikában gyártott frekvenciamodulációs terepi berendezés, ennek analízátora és a szelvényíró is alkalmas a digitális csatlakozásra. Az egységes tervezésnek megfelelően a terepi berendezésen és a szelvényírón is megtalálhatók az analóg-digitál, illetve a digitál-analóg konverterek vezérléséhez szükséges csatornák. Az ismertetett digitális feldolgozó egységek rendszertechnikája olyan, hogy más típusú analóg berendezésekhez is könnyen adaptálhatók.

Az ismertetett egységekből összeállított változatok kétféleképpen használhatók. Kialakítható belőlük egy, a nagy digitális centrumoknál kisebb teljesítőképességű, de az analóg feldolgozó berendezéseknél lényegesen hajlékonyabb digitális kiértékelő komplexus. Előnye még, hogy egységei könnyen szállíthatók, tehát terepi csoportok anyagának digitális feldolgozására is alkalmas.

A műszercsalád másik felhasználási területét megkapjuk, ha a kérdéses egységeket számítógépekkel párhuzamosan üzemeltetjük. Olcsóságuk révén a korrekciós, összegezéses és konvolúciós műveleteket lényegesen kisebb költséggel oldják meg, mint a nagy teljesítőképességű számítógépek, amelyeknél egy hónap üzemeltetése meghaladja ezeknek a berendezéseknek az árát.

Röviden vázolni szeretnénk további terveinket is. Digitális terepi berendezésünk kísérleti példányra befejezés előtt áll. Erősítése bináris vezérlésű.

Tároló magnetofonja azonos az említettel, azaz az említett feldolgozó egységekhez csatlakozik.

Belföldi viszonylatban kedvező kooperációs tapasztalatokról számolhatunk be. A Gamma Geofizikai gyáregysége és a Geofizikai Intézet közötti szoros együttműködés jelentősen megrövidítette az SzM 24+6 berendezés gyártásba vitelét. A konvolver rendkívül gyors kialakítását a Központi Fizikai Kutató Intézettel folytatott kooperáció tette lehetővé. Külföldi kooperációs törekvéseinknél sajnos még ennyire konkrét eredményről nem számolhatunk be, de főleg a szocialista országok geofizikai fejlesztő bázisaival folytatott tárgyalásainktól konkrét eredményeket, pl. kétoldali fejlesztési, gyártási és értékesítési megállapodásokat várunk.

IRODALOM

TUCKER, L. R., 1967: Geophysical activity in 1966. *Geophysics*, Vol. XXXII. No 6. pp. 1047–1072.

SZEIZMIKUS DIGITÁLIS MŰSZEREK

JACK H. VEASAW – RALPH A. HARRIS

J. H. VEASAW – A. HARRIS

SEISMIC DIGITAL INSTRUMENTS

The limits of analog recording systems are confronted with the advantages of modern digital recording, mainly from the point of view of data processing on digital computers. The differences of these systems are demonstrated by laboratory test records. The necessity and importance of an increased dynamic range are emphasized. Also the requirements to be satisfied in order to utilize the characteristic advantages of digital recording are discussed.

ДЖ. Х. ВИСО – Р. А. ХЭРРИС

О ЦИФРОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЕ

Ограничения аналоговых регистрирующих систем противопоставляются преимуществам современной цифровой регистрации, в основном с точки зрения возможности обработки данных на ЭВМ. Различия обоих видов регистрации иллюстрируются записями, полученными в лабораторных условиях. Подчеркивается необходимость и значение расширения динамического диапазона. Рассматриваются требования, которые должны быть выполнены для использования характерных преимуществ цифровой регистрации.

A szeizmikus módszert alkalmazó kutató geofizikusok ismerik azt a három követelményt, amelyek alapvetőek az esetleges kóolajtelepek lokalizálása szempontjából.

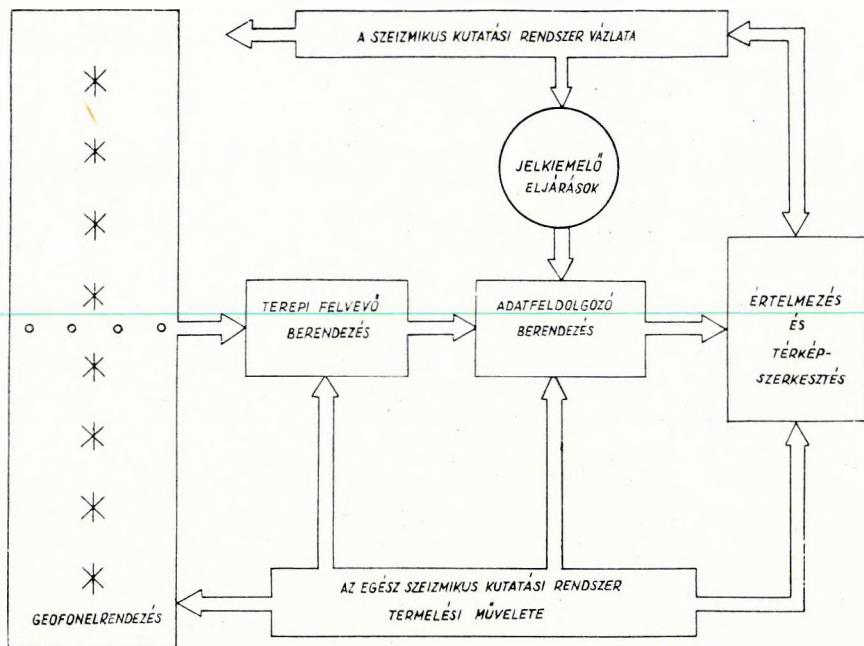
a) Optimális terepi eljárások kiválasztása, hogy maximális mennyiségű értékes információ jusson a geofonokhoz.

b) Ennek az információnak tiszta, hű és olyan alakban való regisztrálása, hogy maximálisan értelmezhető jeleket nyerjünk.

c) Hatékony, pontos feldolgozás a maximális információ érdekében és az adatoknak ábrázolása a kiértékelésre legalkalmasabb alakban.

A három tényező – a terepi mérések, az adatregisztrálás és adatfeldolgozás – szerves összefüggésben áll egymással (1. ábra), és az egyiket érintő korlátozások komoly mértékben szűkítik a másik kettő hatékonyságát.

A statisztikai információelmélet alkalmazását szeizmikus célokra 1950-re már szilárdan megalapozták, de műszakilag és gazdaságilag alkalmas számítógépek még nem álltak rendelkezésre. A kereskedelmi, vagy könyvelési célokat szolgáló számítógépeknek – mint ma sem – akkor sem volt meg a kapacitása és sebessége, amely feltétlenül szükséges a szeizmikus problémákkal kapcsolatos adatmennyiség hatékony feldolgozásához. Az akkoriban rendelkezésre álló általános célú, kutatási típusú számítógépek már csaknem elég gyorsak voltak, de híjával annak a specializált megszervezettségnek, amely ahhoz kell, hogy gazdaságosan birkózzanak meg a megkívánt teljesítménnyel (ahogyan ma ezt teszik).



1. ábra. Teljes szeizmikus kutatási rendszer

Fig. 1 Total seismic exploration system

Фиг. 1. Полная сейсморазведочная система

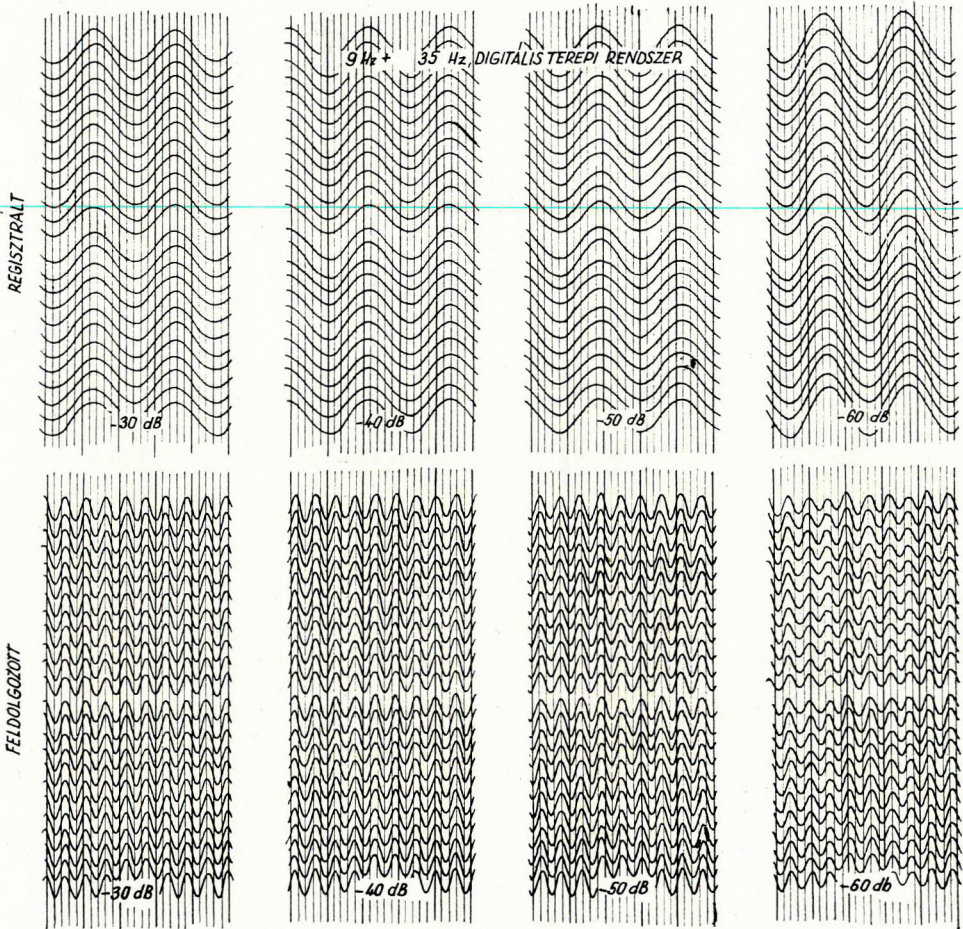
A TIAC 827 1960. évi bevezetése legyőzte a korlátozásokat és a digitális technika pontosságának és hajlékonyságának felhasználása a szeizmikus kutatásban megvalósult. Ez a körülmény a terepi eljárásokat és az adatrögzítést helyezte előtérbe és ezekkel szemben állított új követelményeket.

Adatrögzítés

Az 1953 és 1960 közötti időszakban a kutatás elsősorban nagy szerkezetekre irányult, így a direkt (ún. *AM*) regisztrálók és *FM*-regisztrálók minőségi korlátai nem jelentettek komoly korlátozásokat kőolajfelderítési képességük szempontjából. Valóban sok gazdaságilag jelentős kőolajmezőt találtak olyan műszerekkel, amelyek a mai színvonalhoz képest már primitívnek tekinthetők. De amint a „könnyen kimutatható” nagy szerkezetek száma csökkent, fokozódott a korlátozott specifikációjú analóg műszerek fontossága.

A direkt vagy *AM*-regisztrálók, a jelrögzítő közeg nem lineáris karakterisztikai következtében 3%-os torzításra és 45 dB dinamikartományra korlátozódtak. Az *FM*-rendszerek elkerülték a jelrögzítő közeg problémáit, de a továbbítási sebesség változásai miatt nem lehetett a torzítást 1% alá szorítani, a dinamikartományt pedig 55 dB fölé emelni.

E megszorítások eredményeinek grafikus példája látható a 2. és 3. ábrán. Ezek a próbafelvételek meghatározott mennyiségű szintetikus jel keverésének és szétválasztásának eredményeit mutatják.



2. ábra. Kísérleti szeizmogramok FM analóg regisztrálással

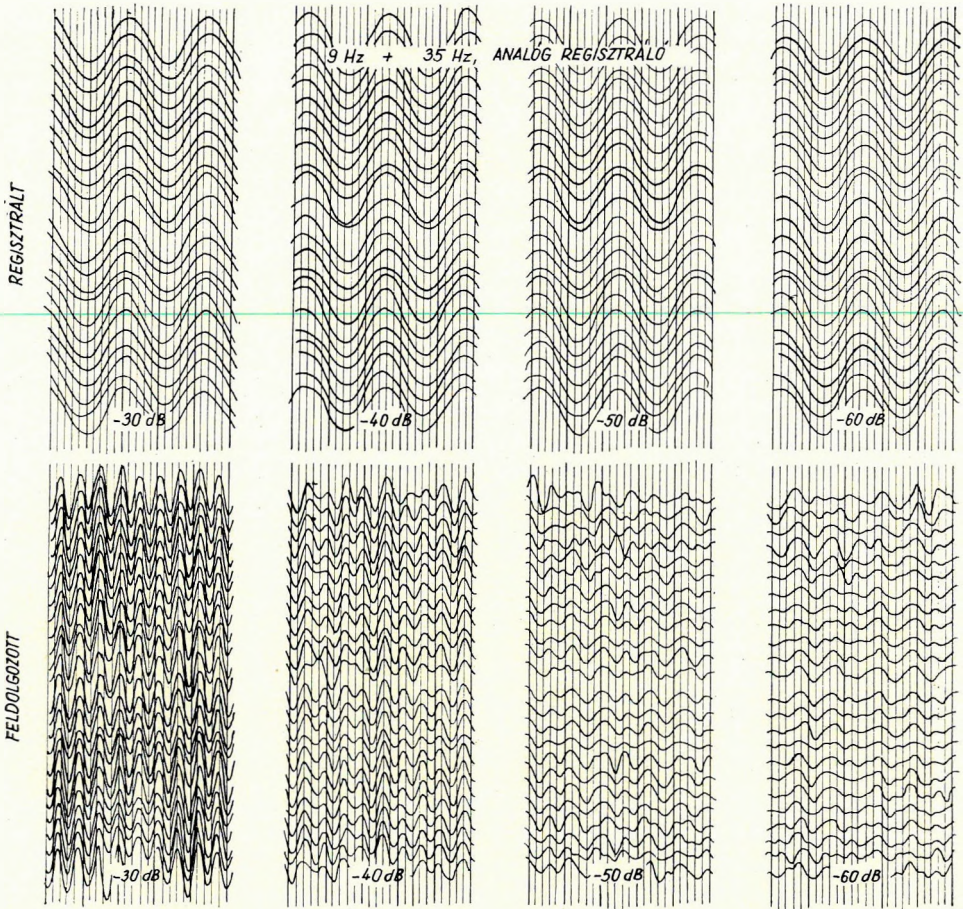
a) regisztrált, b) feldolgozott

Fig. 2 Experimental seismograms with FM analog recording

(a) as recorded, b) processed

Fig. 2. Экспериментальные сейсмограммы, записанные аналоговым регистратором с ЧМ
a) первоначальная запись, б) обработанная запись

A kvantitativ meghatározott komponensek szintetikus jeleit egy FM- (A regisztráló) és egy AM-regisztrálással (B regisztráló) vettük fel. A regisztrálások magukban foglalták a szintetikus jeleknek, vagyis a 9 Hz-es „talajnyugtalanlás”-nak és a 35 Hz-es „reflexiók”-nak áthaladását az ezen rendszereknél általában alkalmazott szeizmikus erősítőn. A felvételeket ezután digitáltuk és



3. ábra. Kísérleti szeizmogramok AM analóg regisztrálással
a) regisztrált, b) feldolgozott

Fig. 3 Experimental seismograms with AM analog recording
[a) as recorded, b) processed]

Fig. 3. Экспериментальные сейсмограммы, записанные аналоговым регистратором с AM
a) первоначальная запись, б) обработанная запись

az így kapott felvételt számítógépbe adtuk, ahol az uralkodóan kismegyezős
„talajnyugtalanág” kiszűrésére és a 35 Hz-es „reflexió” kiemelésére digitális
sávszűrőt alkalmaztunk. A vizsgálat azt mutatja, hogy 40–50 dB-lel a zajszint
alatti reflexiók (attól függően, hogy AM- vagy FM-rendszer-e) minden gyakor-
lati célra elvesznek. Röviden, ebben a példában a „reflexiók” az erősítőrendszer
dinamikatartománya alatt vannak. Nem regisztrálódtak, így vissza sem nyer-
hetők.

A statisztikai jelkiemelési eljárások, mint pl. a stacking, kissé feljavítják
a jeleket, de nem okoznak észrevehető javulást.

A nagy regisztrálási dinamikartomány értéke

Ezeknek a példáknak a gyakorlati geofizikai paralleljei rendkívül fontosak a kutató geofizikusok számára. A regisztrálandó jeleknek a regisztrálómű dinamikartományába kell esniök. Nem kívánt jelek (zajok) a hasznos jelekkel együtt bizonyos fokig mindig jelen vannak. Az erősítési fokot úgy kell beállítani, hogy a maximális jel – akár nem kívánatos, akár hasznos jel – ne legyen nagyobb annál a maximális szintnél, amelyet a regisztráló rögzíteni tud. A legkisebb regisztrálható jelet ekkor a regisztráló dinamikartománya szabja meg. Nehéz területeken a zaj gyakran többszörte nagyobb a hasznos jelnél. Megfelelő adatfeldolgozó eljárásokat használhatunk fel a zaj eltávolítására és a jel visszanyerésére. Ha a zaj-jel amplitudóviszony nagyobb a regisztráló dinamikartományánál, akkor semmiféle adatfeldolgozó eljárással sem tudjuk visszanyerni a jelet. Ez azért van így, mert a jel nem regisztrálódott; kisebb, mint a regisztrálható legkisebb jel és így elvesz.

Az adatfeldolgozó eljárások korlátozó tényezője tehát a terepi regisztráló műszerek dinamikartománya. Ezért értékes a nagy dinamikartomány, amely lehetővé teszi a már most rendelkezésre álló, vagy a jövőben kifejlesztendő adatfeldolgozási eljárások alkalmazását. Megjegyezzük, hogy a jelenleg általánosan alkalmazott adatfeldolgozó eljárások közül sok még meg sem volt akkor, amikor az első nagy dinamikartományú digitális terepi rendszert üzembe helyezték. Folyamatosan fejlesztenek ki új feldolgozó eljárásokat. Ha a terepi mérőrendszer elég nagy dinamikartományú, ezeket az adatfeldolgozó eljárásokat fejlesztésük ütemében alkalmazhatjuk.

A torzítás hatása

Az amplitudótorzulást (amelyet gyakran harmonikus torzulásnak neveznek) az analóg erősítőrendszer nonlinearitása okozza. A torzulás következtében a kimenő hullám olyan harmonikus frekvenciákat tartalmaz, amelyek nincsenek meg a bemenő hullámban. A torzulás a geofizikában különösen azért fontos, mert egy nagy amplitudójú, kisfrekvenciájú jelből eredő torzulás a reflexiós jelekkel azonos frekvenciájú és amplitudójú harmonikus jeleket hozhat létre. A felharmonikus amplitudója a felharmonikusok rendszámával általában gyorsan csökken. A legtöbb esetben a második és harmadik felharmonikus a legnagyobb amplitudójú és ezért elsőrendű fontosságú. Az erősítőáramkörök nem lineáris volta általában túlnyomórészt második felharmonikus torzulást okoz. A bemenő transzformátor csak páratlan rendszámú felharmonikusokat idéz elő, amelyek közül a harmadik felharmonikus dominál. A régebbi szeizmikus erősítőrendszerekre jellemző kétoldalas egyenirányítót alkalmazó AGC-áramkörtípus uralkodóan harmadik felharmonikus torzulást okoz.

Az erősítő torzítása csökkenti a regisztráló dinamikartományát. Példaként vegyünk egy 10 Hz-es zajt, amelynek 3%-os harmadik felharmonikus torzulása van. A harmadik felharmonikus amplitudója az alapharmónikusnak 0,03-a, más szóval 33,33 : 1 arányban van az alapharmónikus alatt; ez 30,5 dB-t jelent. A felharmonikus frekvenciája 30 Hz lesz, s annyira megközelítheti a hasznos jel frekvenciát, hogy lehetetlen szétválasztani őket. Ilyenkor a torzulás

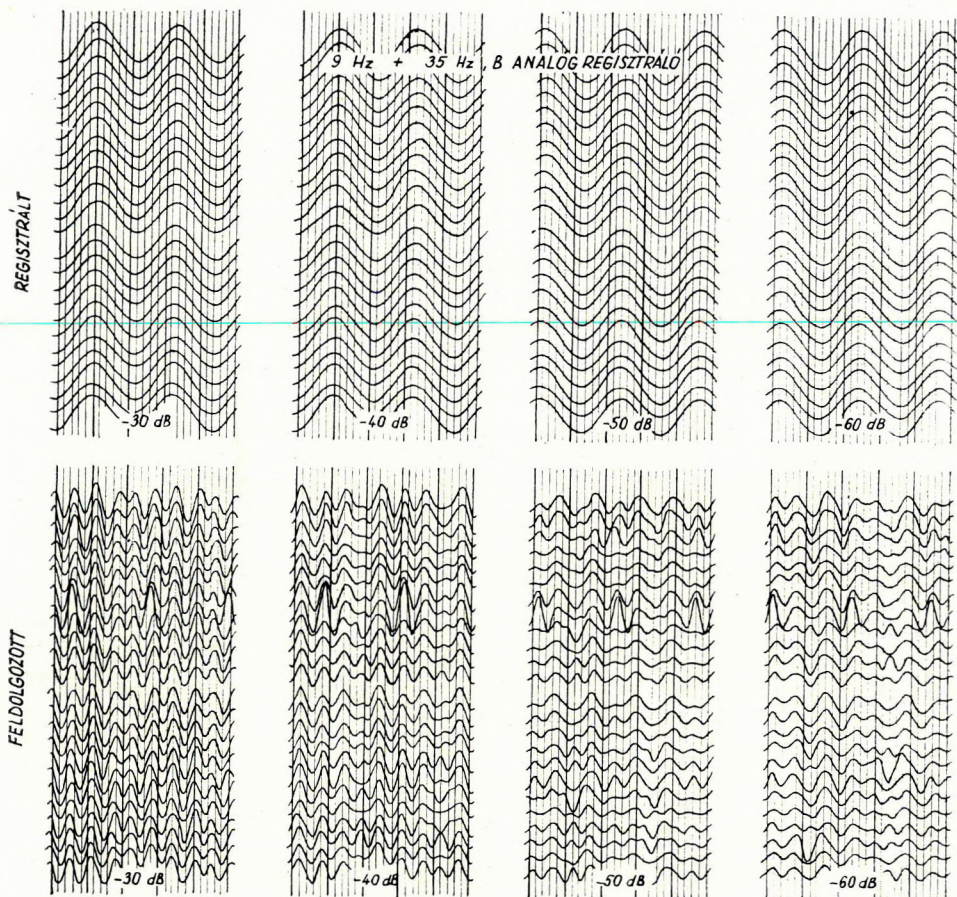
következtében a hasznos tartomány 30,5 dB-re csökken. Ideális esetben a torzítási tartalomnak sokkal alacsonyabbnak kell lennie, mint a regisztráló dinamikatartomány. Az alkotóelemek technológiája azonban még nem érte el azt a pontot, amikor a torzítás „legrosszabb esete” megfelel a korszerű digitális műszerekben elérhető dinamikatartománynak. A 0,1%-os torzítások 10 Hz-en általánosak (a kereskedelmileg beszerezhető digitális szeizmikus műszereknél az eddig elért legjobb szám 5 Hz-nél 0,1%), ez 1 ezrelék, tehát a felharmonikus tartalom 60 dB-lel csökken. Így azokon a területeken, ahol a zaj frekvenciája és amplitúdója olyan, hogy a keletkező felharmonikusok a reflexiókkal azonos frekvenciájúak, azt mondhatjuk, hogy a regisztrálórendszer dinamikatartománya 60 dB-re korlátozódik.

Digitális regisztrálórendszerek

Azt, hogy a korszerű digitális szeizmikus regisztrálórendszer dinamikatartománya jelentősen megnövekedett, részletesen szemlélteti a 4. ábra. Ebben a példában az előzőleg az *AM*- és *FM* regisztrálóra vázolt kísérleti eljárást ismételtük meg azzal a különbséggel, hogy a szeizmikus erősítő-regisztráló rendszer digitális volt. Helyszűke miatt a további vizsgálatot bemutatni nem tudjuk, de megjegyezzük, hogy míg az *AM*- és *FM*-regisztrálók egy bizonyos értékű jel-zaj viszonyt 40 ill. 50 dB-nél érnek el, a digitális rendszer ugyanezt az értéket 80 dB-nél éri el. Az észlelő szabályozásaira is számítva — amelyekre a legtöbb rendszernél szükség van — várható, hogy a felvétel időtartama alatt, a felvett jel kb. 60–80 dB-lel marad a „regisztráló zaja” felett. Így a jel tisztasága megmarad, tekintettel a regisztráló által bevitt zaj minimális szintjére. Minthogy a regisztráló csak számjegyeket regisztrál, önmagában egyáltalán nem járul hozzá a rendszer zajához. A digitális rendszerben a korlátozó zaj a regisztrálóról és a regisztrálási közegekről az analóg kezelő áramkörökre, a multiplexerre és a digitáló körökre tolódik át.

Jeltartomány

Figyeljük meg, hogy a fenti számoknak kevés közülük van a regisztrálendő jelek tartományához. Tegyük fel, hogy a geofonokról érkező maximális jel 100 mV és hogy az erősítő bemenő zaja 0,1 μ V. Ez 1 000 000 : 1 arány, azaz 120 dB. Az ebben a dinamikatartományban változó jeleket megfelelő erősítési tényező beállításával regisztráljuk, de nem valamennyit egyidejűleg. Feltéve, hogy a 15 bites konverterből származó adat olymódon kerül a regisztrálóhoz, hogy mind a 15 bit regisztrálható a mintavétel pillanatában, a regisztrálásnál 84,29 dB maximális elméleti dinamikatartomány érhető el. A gyakorlatban a regisztráló csak 80 dB jeltartományt regisztrálhat. Így regisztrálhatjuk a 100 mV és 10 μ V közötti jeleket, az 1 mV és 0,1 μ V közöttieket, vagy az e két szélső érték 120 dB közötti tetszőleges 80 dB tartományát. Az erősítőrendszerben megfelelő dinamikai erősítésszabályozást feltételezve, a regisztrálás ideje alatt, a rögzített jel közel teljes modulációban tartható, de a rendszer dinamikatartománya egy esetben sem haladja meg a gyakorlati 80 dB-es határt.



4. ábra. Kísérleti szeizmogramok digitális terepi regisztrálással
a) regisztrált, b) feldolgozott

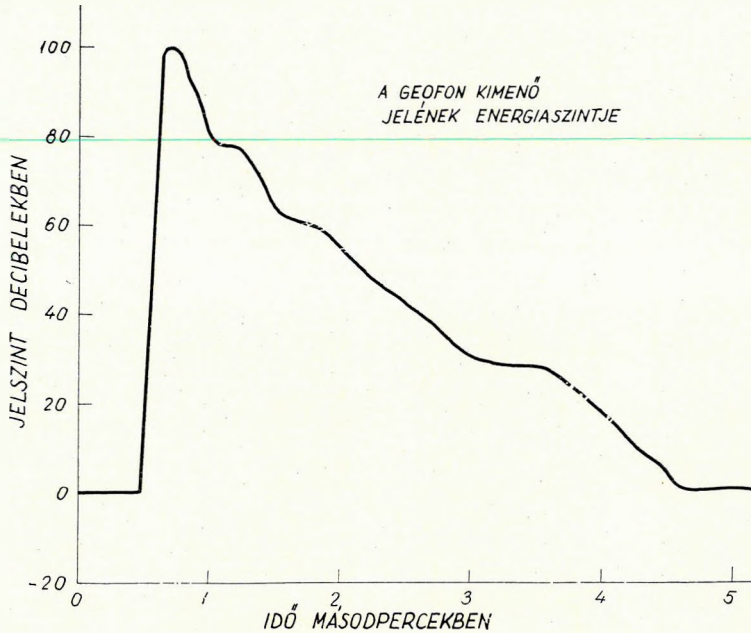
Fig. 4 Experimental seismograms with digital field recording
[a] as recorded, b) processed]

Фиг. 4. Экспериментальные сейсмограммы, записанные цифровым полевым регистратором
a) первоначальная запись, б) обработанная запись

Dinamikus erősítésszabályozás

A kutatott területtől és az alkalmazott energiaforrástól függően a regisztrálendő jelek tartománya 90 – 100 dB-es is lehet. A nagyteljesítményű digitális típusú geofon bevezetésével a tartományok még nagyobbak is lehetnek. A mágneses regisztrálás bevezetését megelőző időszakban ezeket a jeleket úgy kellett összeszorítani, hogy megfeleljenek a monitor papírfelvétel 20 dB-es tartományának. A mágneses regisztrálás megjelenésével ennek a kompresszió-nak még fontosabb eredménye az volt, hogy a jel messze a regisztráló zaja felett tartható.

A kompresszió az erősítőben úgy valósult meg, hogy a nagy jeleknél az erősítési tényezőt nagyon kicsire állították, a jel amplitudójának csökkenésével pedig egyre fokozták. Az erősítésszabályozás alkalmazása az 5. ábrához hasonló geofonlecsengési görbét a mágneses regisztráló tartományának megfelelően alakította ki (6. ábra).



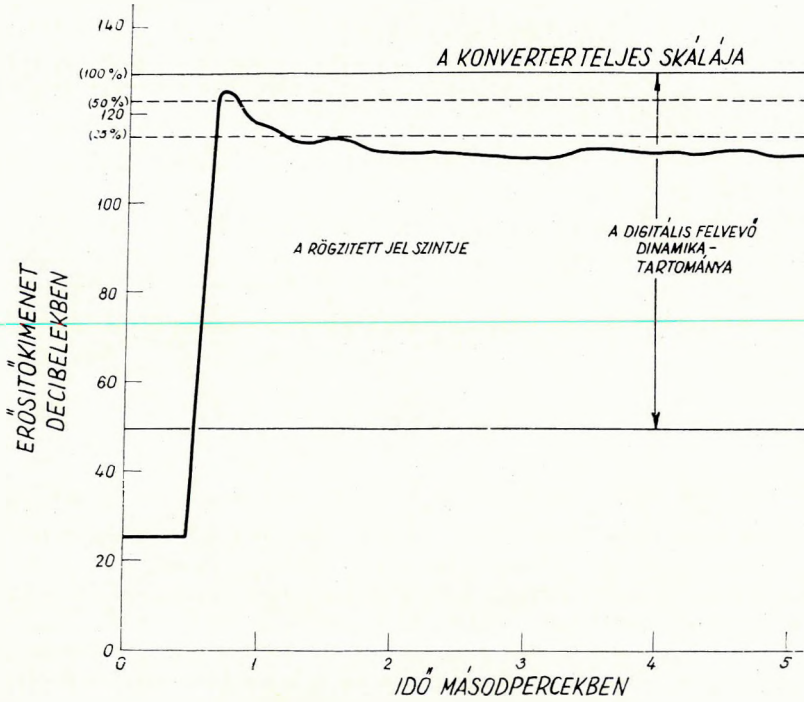
5. ábra. Geofonlecsengési görbe

Fig. 5 Geophone decay pattern

Фиг. 5. График затухания сейсмоприемника

Az erősítés minden esetben valamely alacsony, kézilleg kiválasztott kezdeti értékből indult ki, majd az idő függvényében, vagy egy előre meghatározott görbe mentén fokozódott, (mint pl. az a 7. ábra programozott erősítésszabályozásánál) vagy pedig egy olyan tetszőleges görbe mentén, amelyet a geofonlecsengési görbéje határozott meg (mint a 8. ábrán bemutatott kétoldalú egyenirányító típusú AGC-nél). Az erősítő által elért legnagyobb erősítési fokozatot a kézilleg kiválasztott végerősítés határozta meg.

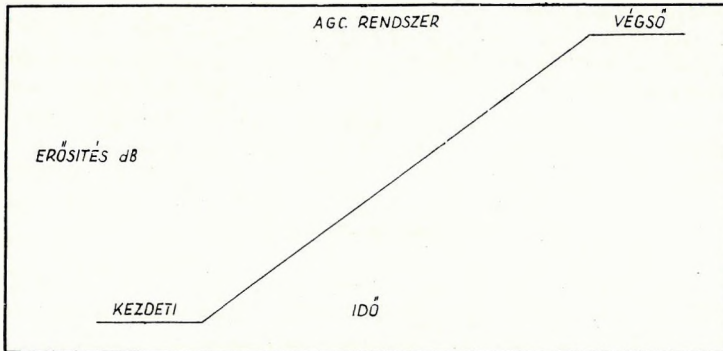
Mind a programozott, mind az automatikus erősítésszabályozás erősen korlátozott. Az erősítésváltoztatás programozásához ismernünk kell a geofonlecsengési görbéjét. Az ehhez szükséges kísérleti beszabályozás költséges és időigényes. Minthogy az erősítést maga a geofonlecsengési görbe határozza meg, ez nem jelent problémát az automatikus erősítésszabályozó rendszerekben. Ezt az előnyt azonban az így bevitt torzulás árán kapjuk meg, ez viszont komolyan korlátozza a rendszer dinamikatartományát olyan területeken, ahol a torzulás a reflexiók frekvenciatartományába esik.



6. ábra. Geofonlecsengési görbe az erősítőszabályozás után

Fig. 6 Geophone decay reshaped by utilizing gain control

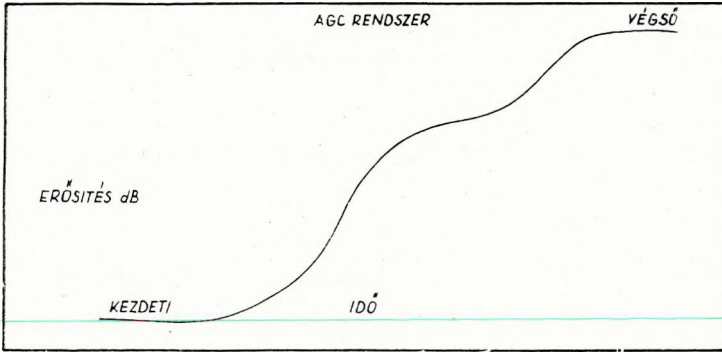
Фиг. 6. График затухания сейсмоприемника при применении регулировки усиления



7. ábra

Fig. 7

Фиг. 7.



8. ábra

Fig. 8

Фиг. 8.

A modern digitális rendszerek ezt az AGC-torzítást gyakorlatilag megszüntetik azzal, hogy regisztrálják az erősítő erősítési fokát, a valódi (amplitudó-) jeleket pedig, a számítógépes feldolgozás alatt, inverz erősítési függvény alkalmazásával visszaállítják.

Mint előbb már rámutattunk, a jel/zaj-viszonynak az adatfeldolgozásban elérhető javulását csak a regisztráló dinamikatarományja korlátozza. Minthogy a torzulás hatással van a rendszer tényleges dinamikatarományára, az a pontosság, amellyel az erősítés ismert, jelentősen hathat a jel/zaj-viszonynak bármilyen adott számítógépes feldolgozással elérhető javulására.

Geofizikai szempontból ez azt jelenti, hogy ha egy adott földtani területen olyan zavarójelek lépnek fel, amelyeknek frekvenciaspektruma olyan, hogy a torzítás a reflexiós frekvenciatartományba esik, a jel/zaj-viszony elérhető maximális javulása 40 dB lenne, ha a regisztrált erősítés 1%-os pontosságú, ill. 60 dB, ha az 0.1% pontosságú volna.

A múltban kevés adatfeldolgozási eljárással lehetett 40 dB-es javítást elérni, de amint a programok bonyolultabbakká váltak, az erősítés pontossága mind fontosabb lett.

A pontosabb erősítés igényének felismerése vezetett a bináris erősítő kifejlesztéséhez.

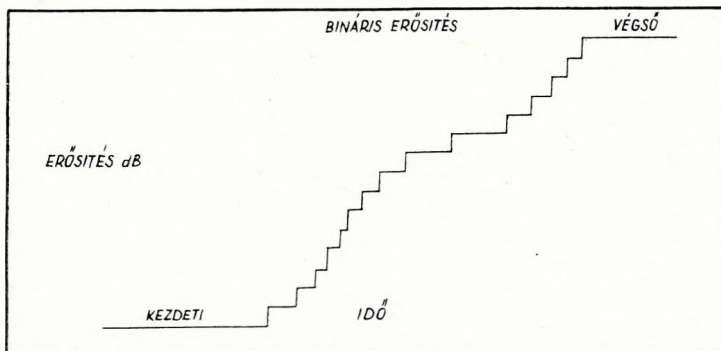
A bináris erősítő

Bár a régi programozott erősítésszabályozójú erősítőrendszereknek számos komoly műveleti hiányosságuk volt, az erősítést egészen pontosan lehetett meghatározni, mivel a változás általában előrelátható és reprodukálható volt. Azt a körülményt, hogy nem lehetett előrejelezni, miként viselkedik az erősítő erősítése az AGC-rendszerekben, a második generációs digitális rendszereknél azzal szüntették meg, hogy valamennyi erősítő azonosan reagál és azt méri, ami történt. E megoldásnak egy bizonyos mértékben kifogásolható mellékhatása az

volt, hogy mivel az erősítést egy „átlagos” geofonlecsengési görbe határozta meg, a felvétel kezdeti szakaszán a dinamikatarományban bizonyos veszteség következett be a hosszú terítések távoli csatornáin.

A bináris erősítési rendszerek erősítik a programozott erősítésszabályozás és az AGC legjobb tulajdonságait, vagyis a modern bináris erősítőkonstrukciókban az erősítés előrelátható és pontosan 6,02 dB fokozatokban reprodukálható. Az egyedi geofonlecsengési görbétől függ, hogy a fokozatok közül melyikre pontosan mikor kerül sor. A fokozatok elég kicsik, így gyakorlatilag nincs különbség köztük és az erősítés folytonos változása között.

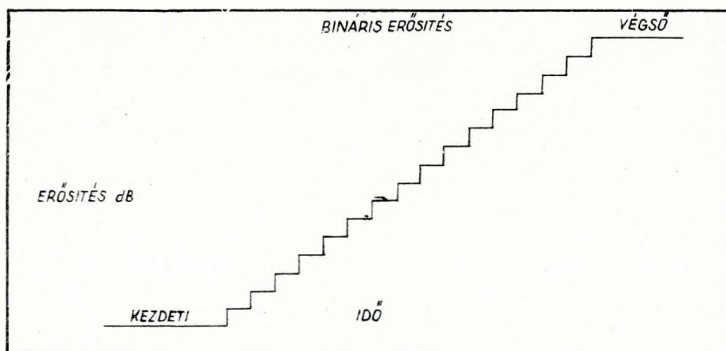
A papírra visszajátszott ellenőrző felvétel vizuális megítélése szerint a regisztrátumok azonosak. A 9. és 10. ábrák szemléltetik, hogyan változik az erősítő erősítése az idő függvényében. Ezek az ábrák a 7., ill. 8. ábrák bináris erősítési ekvivalensei. A 11. ábra az 5. ábrán bemutatott kimenő görbe bináris erősítésű ekvivalense.



9. ábra

Fig. 8

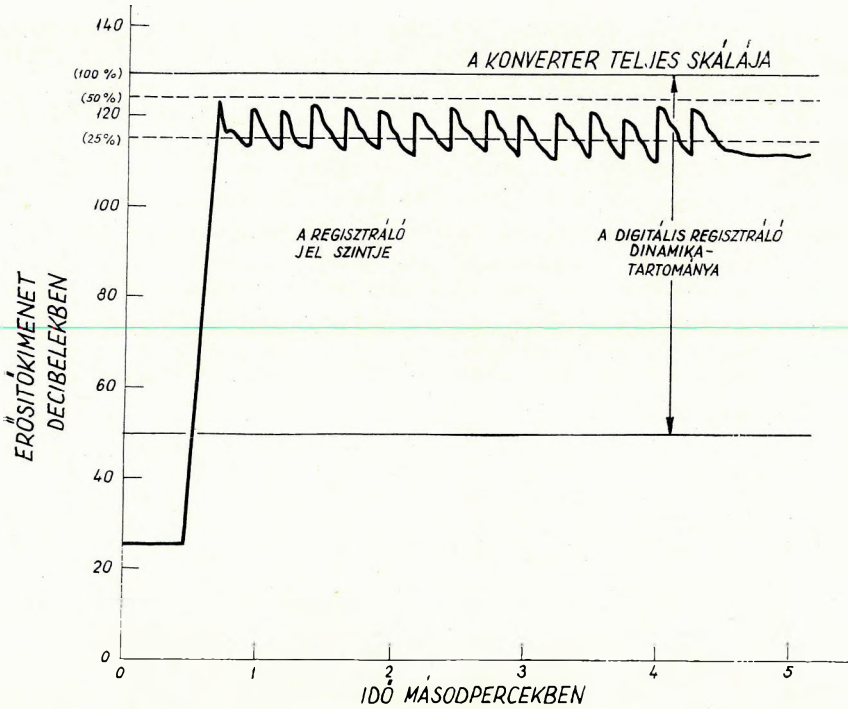
Фиг. 9.



10. ábra

Fig. 10

Фиг. 10.



11. ábra. Geofonlecsengési görbe bináris erősítésű ekvivalense

Fig. 11 Binary gain equivalent of the geophone decay pattern

Fig. 11. Эквивалент графика затухания сейсмоприемника с бинарным усилением

A bináris erősítő konstrukciója

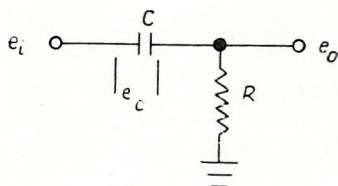
A bináris erősítőnél az erősítés változtatása fokozatokban történik, ezért a jelszint lépcsőzetesen változik. E változások áthidalására az erősítőnek egyen-
 áramú válaszfüggvényűnek kell lennie. A 12. ábra egyetlen olyan típusú RC -
 csatolást mutat, amelyet a váltóáramú csatolású erősítőkben az erősítési foko-
 zatban alkalmaznak. Ha egy A amplitudójú lépcsős függvényt alkalmazunk
 t_1 -hez, megkapjuk a bemutatott, jól ismert exponenciálist. A t_1 időpillanatban
 a kimenet azonos a bemenettel.

Ha a 13. ábrán bemutatotthoz hasonlóan a bemenetnél egy váltóáramú
 szinuszhullámot alkalmazunk, a kimeneten szintén szinuszhullám lesz, de a
 bemenethez viszonyítva fázistolással. A kimenet irányítja a bemenetet. A kon-
 denzátoron áthaladó e_c feszültség azonos a bemenet és a kimenet közötti
 különbséggel, amint azt a (3) egyenlet mutatja.

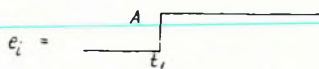
$$e_c = e_i - e_o \quad (1)$$

$$= E_0 \left[\frac{\sin(\omega t - \Theta)}{\cos \Theta} - \sin \omega t \right] \quad (2)$$

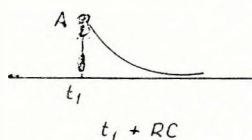
$$= -E_0 \operatorname{tg} \Theta \cos \omega t. \quad (3)$$



LEPCSŐS BEMENET



$$e_o = \frac{t - t_l}{A e^{RC}}$$



12. ábra

Fig. 12

Фиг. 12.

Ha feltételezzük, hogy a bemenő jel amplitudójának 2 : 1 arányú növekedése van, a kimenet értéke ebben az időpillanatban a (4) egyenletben megadott:

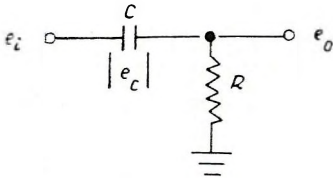
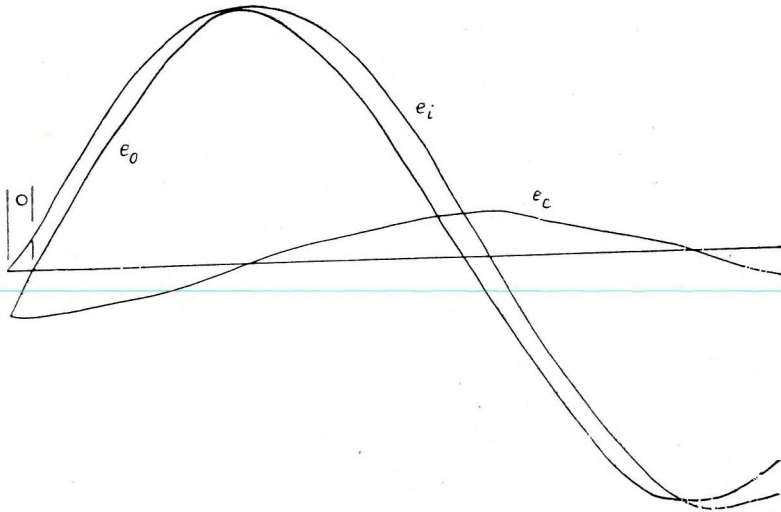
$$e_o = E_0 \sin \omega t + \frac{E_0}{\cos \Theta} \sin(\omega t - \Theta). \quad (4)$$

Ennek $2E_0 \sin \omega t$ -re kellene kétszereződnie. A kimenő feszültség hibáját az ezen értékek közötti különbség jelenti, a (6) egyenlet szerint:

$$\text{Hiba} = -2E_0 \sin \omega t + E_0 \sin \omega t + \frac{E_0}{\cos \Theta} [\sin(\omega t - \Theta)] \quad (5)$$

$$= -E_0 \operatorname{tg} \Theta \cos \omega t. \quad (6)$$

Így a lépcsőváltás időpillanatában a hiba a kondenzátoron levő feszültséggel azonos, amint ezt a (3) és (6) egyenletek ekvivalenciája mutatja. Hasonlóképpen kimutatható, hogy a 2 : 1 lelépés olyan hibát okoz, amelynek maximális amplitudója a kondenzátoron levő feszültség felével azonos és azzal ellenkező polaritású.



$$\begin{aligned}
 e_o &= E_o \sin wt \\
 e_i &= \frac{E_o}{\cos \theta} \sin (wt - \theta) \\
 e_c &= e_i - e_o \\
 &= -E_o \operatorname{tg} \theta \cos wt \\
 \text{ahol} \\
 \operatorname{tg} \theta &= \frac{1}{wRC} \\
 \theta &= \operatorname{ARC} \operatorname{tg} \frac{1}{wRC} \\
 \text{és} \\
 f_c &= \frac{1}{2\pi RC} = \frac{.159}{RC}
 \end{aligned}$$

13. ábra

Fig. 13

Фиг. 13.

A lehetséges hibák nagyságának szemléltetésére tételezzünk fel egy 1,68 értékű RC időállandót, amely csaknem valamennyi geofizikai erősítőre jellemző. Az alulvágás:

$$f_c = \frac{0,159}{1,68} = 0,095 \text{ Hz}, \quad (7)$$

és ha az érdeklődésre számot tartó legalacsonyabb frekvenciát 5 Hz-nek tekintjük, $\text{tg } \Theta = 0,019$ azaz $\Theta = 1^\circ 5'$. A maximális hiba ott jelenik meg, ahol $\cos \omega t = \pm 1$, vagy ahol a kimenő hullámalak harántolja a nulltengelyt. Az adott numerikus példában ez $0,019 E_0$ lesz. Ahol $\cos \omega t = 0$, vagyis ahol a hullámalaknak csúcsa van, ott nincs hiba. Így a hiba a zérus és a változás előtti kimenő szint 1,9%-a között bárhol lehet.

A tényleges erősítőben levő fokozatokban alkalmazott ilyen RC -körök száma miatt a gyakorlatban a helyzet csaknem lehetetlenül bonyolulttá válik.

Ha a bináris erősítő bevezetését az erősítési pontosság tette szükségessé, akkor nyilvánvaló, hogy ilyen nagyságrendű hibák nem engedhetők meg. Ha a bináris erősítőrendszernek gyakorlati értékét bizonyítani akartuk, erre megoldást is kellett találni.

A bináris erősítési fokozat hibájának megoldása

Az olyan megoldások, amelyek hardware logikát alkalmaznak ahhoz, hogy az erősítés a $\cos \omega t = 0$ pontban változzék, elvetendő, mivel túl bonyolultak ahhoz, hogy megbízhatóan működjenek terepi geofizikai körülmények között. Ezenkívül bizonyos adattörzítési formátumok sem teszik lehetővé ennek a megoldásnak az alkalmazását. Így három mód marad a helyzet megoldására:

1. Egyenáramú csatolású erősítő alkalmazása. Ez megoldja a problémát, de egyenáramingadozást visz be az erősítőbe.

2. Az RC időállandó növelése a Θ fázisszög csökkentésére, így a hiba csökkentésére is. A szükséges javítás 100 : 1 vagy 200 : 1 nagyságrendű. Ahhoz, hogy az RC csatolást 200-szorosára növeljük, olyan kondenzátorokra van szükség, amelyek túl nagyok a gyakorlati alkalmazáshoz. Az időállandó is több perc lenne. Az erősítőnek kb. egy órai időre lenne szüksége, hogy teljesen stabilizálódjék egy-egy zavar, árambekapcsolás stb. után.

3. A jelek magasabb frekvenciákra való korlátozása, amely a Θ fázisszöget kis értéken tartja. A frekvencia 200 : 1 növelése 1000 Hz-et adna. Így egy 1000 Hz-es vibrátor alkalmazásával a jelek kiszűrt vivő-, kétoldali sáv-típusú modulált hullámmá alakulnak át. Ennek folytán az erősítőben nincsenek kis frekvenciák, és a csatlakozó kapacitáson levő feszültség igen kis értéken tartható. Az RC -értékek ugyanolyanok, mint amelyeket egy kisfrekvenciás erősítőben alkalmaznánk. Az $RC = 1,68$ jellegzetes érték. Az 1000 Hz-es vibrálással az a maximális idő, amely alatt a kondenzátor egy irányban feltölthető, 500 μ sec. Kétoldalas vibrálást alkalmazunk, így a kondenzátor egyik irányban is 500 μ sec-ig, a másik irányban is 500 μ sec-ig tölthető. Az a feszültség, amellyel a kondenzátor tölthető, igen kicsi. Mivel a maximális hiba a kondenzátoron levő feszültséggel egyenlő, a hiba is igen kis értéken tartható.

AZ ALKALMAZOTT SZEIZMIKA ÚJABB ELJÁRÁSAI

R. MEISSNER

R. MEISSNER

NEUE VERFAHREN DER ANGEWANDTEN SEISMIK

Der grosse Aufschwung, den die angewandte Seismik in den letzten Jahren genommen hat, soll anhand einiger wichtigen Beispiele gezeigt werden. Die Entwicklung sprengstoffloser Verfahren zur seismischen Energieerzeugung und einige ausgewählte Probleme der digitalen Datenverarbeitung werden behandelt.

P. МЕЙССНЕР

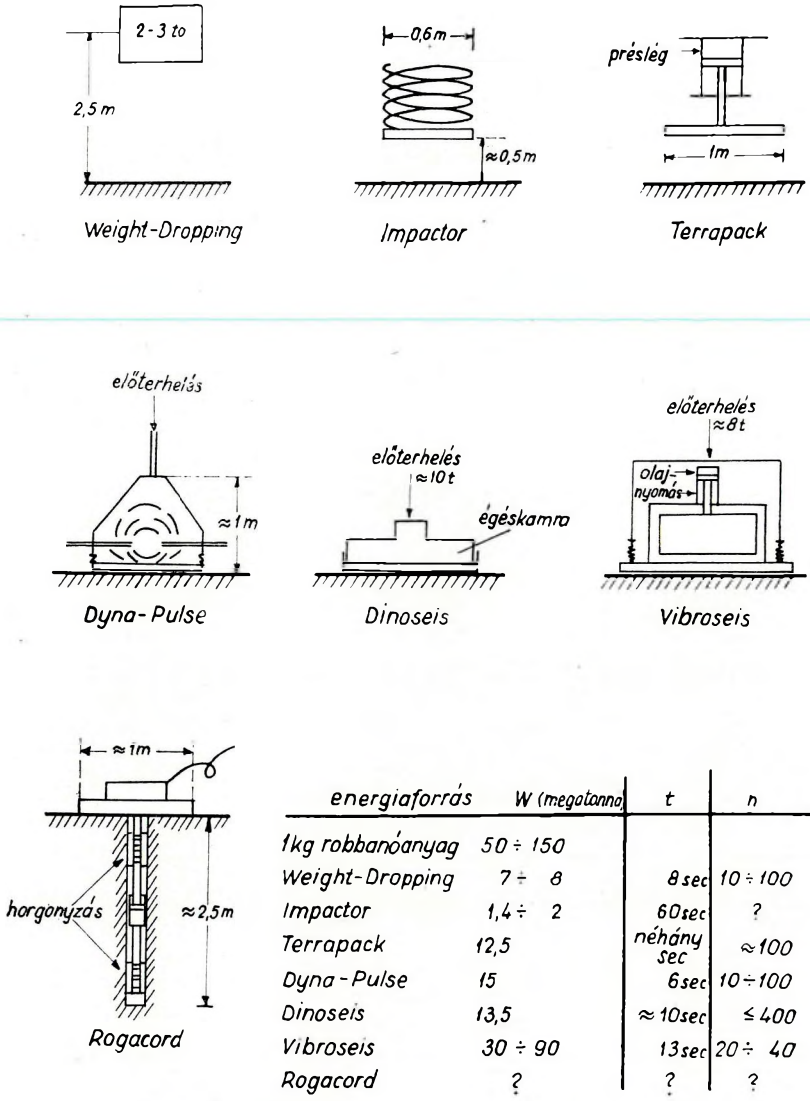
О НОВЫХ МЕТОДАХ ПРИКЛАДНОЙ СЕЙСМИКИ

Значительный размах, намечающийся за последние годы в прикладной сейсмике, иллюстрируется некоторыми важными примерами. Анализируется развитие невзрывных способов возбуждения упругих колебаний и обсуждаются некоторые проблемы цифровой обработки сейсмических данных.

Néhány kiválasztott példa kapcsán bemutatjuk az alkalmazott szeizmikában az utóbbi években bekövetkezett nagy fellendülést. Ismertetjük a robbanóanyag nélküli szeizmikus energiakeltési módszerek fejlődését és a digitális adatfeldolgozással adódó új lehetőségeket.

Robbanóanyag nélküli eljárások

A kalapácsszeizmika, amely MINTROP 1922-ben Göttingenben végzett kísérletei nyomán jelentkezett, csak kis behatolási mélységekre vezetett; ezt a módszert csak mérnökszeizmikai problémákra és a felső 50 m kutatására lehetett alkalmazni. Az 50-es években kifejlesztett magnetofonos technika már képes volt a gyenge egyedi impulzusokat egy erős gyűjtőimpulzusban egyesíteni, és így a robbanóanyag nélküli energiakeltő rendszerek széleskörű felhasználása is lehetővé vált. A súlyejtéses módszer „Weight Dropping” néven Amerikából újra visszakerült Európába, és a többszörös átfedéssel kombinálva igen szép eredményekhez vezetett. A súlyejtés továbbfejlesztése az impaktor, ahol a súly felütődési sebességét hatalmas rugóval növelik, és a gyorsabb terrapack-módszer, ahol 1 m átmérőjű lemezt pneumatikus nyomással dobnak a földre. Más módszerek elektromos gyűjtőszikrával működnek (Dyna Pulse), vagy gázállapotú kémiai energiaforrásokat használnak (Dinoseis, Gasgun). Mindezek az eljárások lökő energiakeltéssel működnek. A Rogacord eljárás ezzel szemben egy speciális, 2,5 m hosszú fúrólyukban dugattyús mozgással több, konstans frekvenciájú lengést kelt. A mozgás megválasztható és a kutatási területhez alkalmazható. Az 1. ábra a legfontosabb eljárások elvét mutatja EDELMAN szerint.



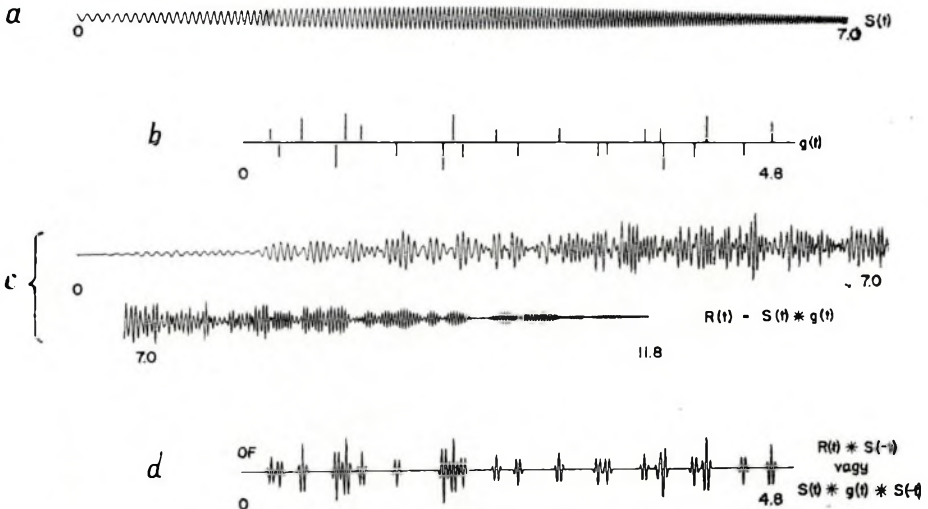
1. ábra. Robbanóanyag nélküli eljárások áttekintése Edelman szerint
 [t = behatolási időtartam, n = egyes lökések száma, W = energia]

Fig. 1. Übersicht über die sprengstofflosen Verfahren nach EDELMANN
 [t = Zeitdauer der Einwirkung; n = Anzahl der Einzel „stöße“; W = Energie]

фиг. 1. Обзор невзрывных способов возбуждения упругих колебаний по Эделманну
 t — продолжительность возбуждения; n — количество отдельных „толчков“; w — энергия

Az említett rövid idejű, lökészerű gerjesztéssel működő eljárásokkal ellentétben a Vibroseis eljárás állandó energiakeltéssel dolgozik. A mintegy 7 másodpercig tartó vibráció által kisugárzott E összenergia egy robbantásával egyenértékű lehet, bár az E energiasűrűség kicsi marad: $E = L \cdot t$. Az adójel (sweep) frekvenciáját állandóan és nem ismétlődően változtatja 10 és 100 Hz között. Az adójel és a regisztrált hosszú és kevésbé feloldható jelekből álló csatornák keresztkorrelációjával a hagyományos szeizmogramnak megfelelő képet kapunk. Az egyes reflexióknak megfelelő beérkezések élessége az adójel tartamával arányos.

A 2. ábrán látható az eljárás elve REYNOLDS szerint. *a)* görbe az adójel, *b)* az ún. impulzusos szeizmogram, vagyis a földbeli rétegeknek megfelelő re-



2. ábra. A Vibroseis eljárás elve REYNOLDS szerint

[*a*] adó-jel; *b*) impulzusos szintetikus szeizmogram; *c*) regisztrált szeizmogram — az adó-jel és az impulzusos szeizmogram konvolúciója; *d*) a regisztrált szeizmogram korrelálva az adó-jellel]

Fig. 2. Prinzip des Vibroseis-Verfahrens nach REYNOLDS

Фиг. 2. Принцип метода „Вибросейс“ по РЕЙНОЛДСУ

flexiós koefficiensek sorozata. A terjedés folyamán a talajban ez a két görbe konvolválódik és így jön létre a harmadik és negyedik sorban ábrázolt függvény (*c* és *d*).

A később említendő digitális módszereknél a szükséges

$$I(\tau) = \frac{1}{t_{\max}} \cdot \int_0^{t_{\max}} S(t) \cdot R(t - \tau) dt \quad (1)$$

integrált (ahol $S(t)$ = adójel, $R(t)$ = a regisztrált jel, τ = kölcsönös eltolódás) véges összegekkel közelítjük meg:

$$I(\tau_v) \approx \frac{1}{t_{\max}} \cdot (S_1 R_{1-\tau_v} + S_2 R_{2-\tau_v} + \dots + S_n R_{n-\tau_v}) =$$

$$= \frac{1}{t_{\max}} \cdot \sum_{\mu=1}^n S_{\mu} \cdot R_{\mu-\tau_v} \quad (2)$$

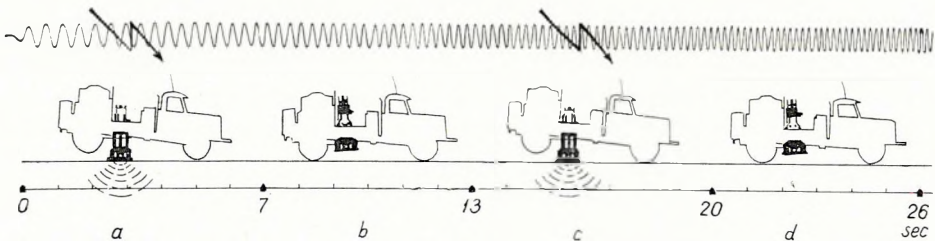
Mivel a (2) képlet a kívánt szeizmikus csatornának csak egyetlen pontját szolgáltatja és a számítást minden csatornára 1–2 msec-enként el kell végezni, látható, hogy a módszer nagyon munkaigényes. Ezért részben még ma is analóg eljárásokat alkalmaznak. Egy elegáns és gyors módszer az indukció törvényén alapszik. A felvételt tartalmazó mágnesszalagokat állandó sebességgel elhúzzák egy elektromos vezető mellett, amelynek alakja az időjellel azonos. A vezetőben az időegység alatt indukált feszültség

$$U_{ind}(\tau_v) = \frac{d\Phi}{dt} = -\frac{d}{dt} \int_0^{L_{\max}} \mathfrak{B} ds \approx -\frac{d}{dt} \sum_{\mu=1}^n \mathfrak{B}_{\mu} \cdot S_{\mu-\tau_v}, \quad (3)$$

ahol Φ = mágneses fluxus, L = mágneses indukció, S = elemi vezető.

A (2) és (3) képletet összevetve látható, hogy azonos szorzatösszegek lépnek fel. A kimenő-feszültség időbeli differenciálása után megkapjuk a kölcsönös eltolódástól függő korrelációs függvényt, vagyis a végleges információ-görbét.

A Vibroseis eljárás munkafolyamatait a 3, 4, 5. ábrák szemléltetik.



3. ábra. Az adójel kibocsátásának terepi technikája

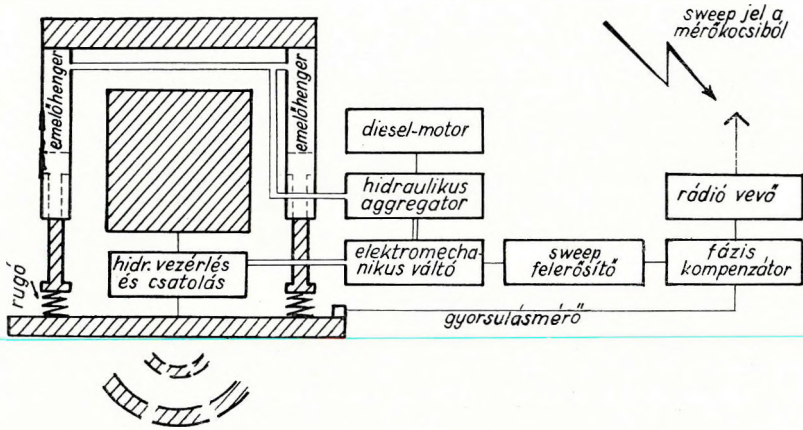
[a] a vibrátor veszi a sweep jelet és besugározza a talajba; b) Emelőrendszer ↑. A vibrátor a következő helyre megy. Emelőrendszer ↑ Készülélt jelzése. c) A vibrátor veszi a sweep jelet és besugározza a talajba; d) Emelőrendszer ↑ stb.]

Fig. 3 Feldtechnik beim Aussenden des „Sweeps“

[a] Vibrator empfängt das Sweepssignal und strahlt es an den Erdboden ab; b) Liftsystem ↑. Vibrator fährt auf nächste Position Liftsystem ↑. Bereitschaftston. c) Vibrator empfängt das Sweepssignal und strahlt es an den Erdboden ab; d) Liftsystem ↑ usw.]

Fig. 3. Техника полевых работ при возбуждении упругих колебаний

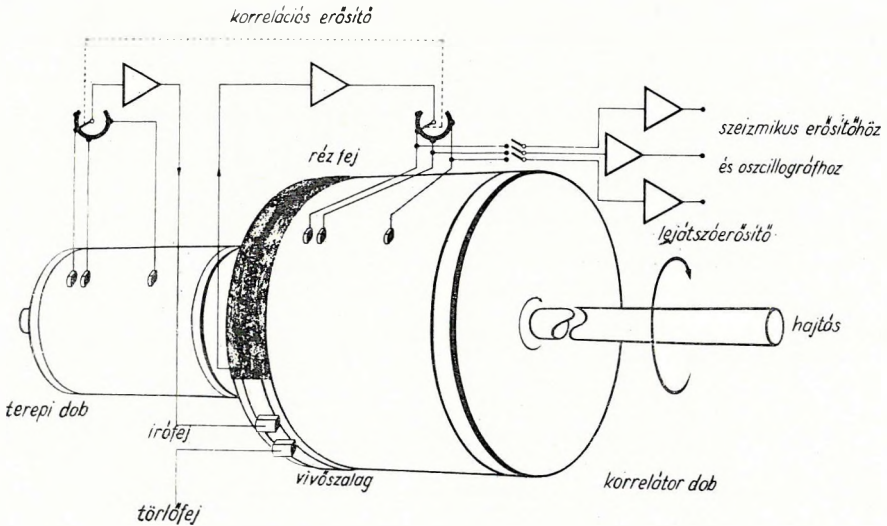
- a) вибратор воспринимает сигнал и передает его грунту;
- б) подъемная система ↑
вибратор перевозится к следующему месту
подъемная система ↓
сигнал готовности
- в) вибратор воспринимает сигнал датчика и передает его грунту
- г) подъемная система ↑
и т. д.



4. ábra. A sweep-keltés elve

Fig. 4 Prinzip der Sweeperzeugung

Фиг. 4. Принцип возбуждения сигналов



5. ábra. A korrelációs függvények analóg számításához

Fig. 5 Zur analogen Berechnung der Korrelationsfunktion

Фиг. 5. Аналоговый способ вычисления корреляционных функций

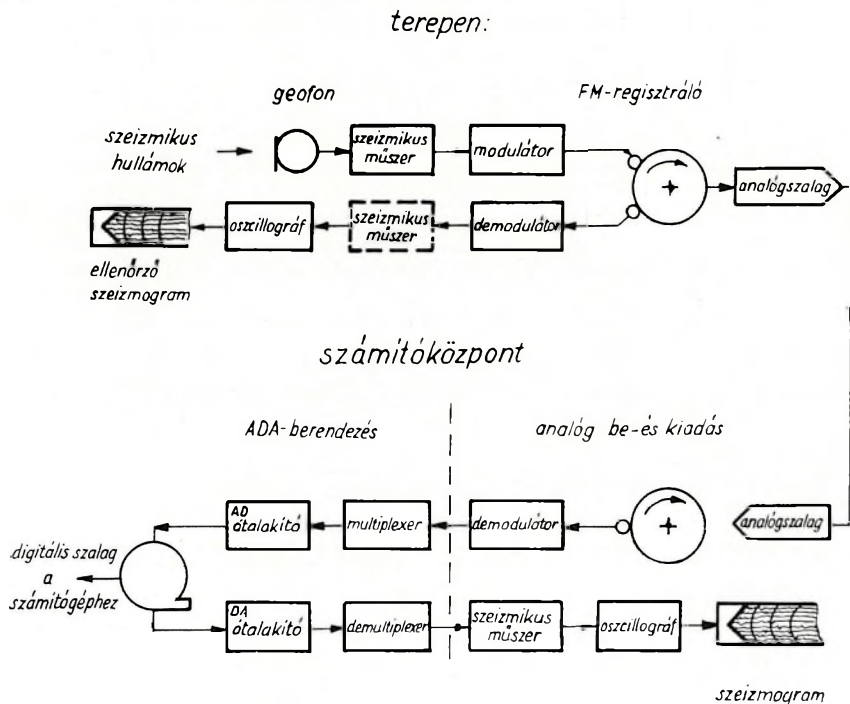
A Vibroseis kutatások Európában minőségileg jobb eredményt adnak bármely más, robbanóanyag nélküli módszernél. Még városokban is végeztek éjszakai Vibroseis méréseket, anélkül, hogy a lakosságot zavarták volna. Megemlítjük, hogy a Vibroseis elven működő eljárásokat a tengeri szeizmikára is kidolgozták.

Digitális adatfeldolgozás

Az állandóan növekvő sebességű, nagyteljesítményű és tárolóképességű számítógépek alkalmazásával – korábban – a geofizikusra háruló munkák nagy részét átvette a gép. Egyik utolsó, a kiértékelő számára megmaradt feladatkör a reflexiók felismerése és kiválasztása, noha – elvileg – korrelációs módszerekkel és bizonyos kiválasztási szabályok alkalmazásával ezt a munkát is gépesíteni lehetne*.

A geofizikus egyre inkább az optimális feldolgozási módszerek kiválasztására és az eredmények földtani értelmezésére összpontosíthatja a figyelmét.

Mivel a szeizmikus hullámok folyamatosan, tehát kvázianalóg módon terjednek és a geofon szintén analóg feszültséget szolgáltat, meg kell határozni, hogy hol célszerű a digitalizálást végrehajtani. Az egyik módszernél a terepi regisztrálás frekvenciamodulációs magnetofonos eljárással (*FM*) történik és a mágneses rögzítésű szeizmogramokat utólag digitalizálják a központban (6. ábra). Erre a célra ma már kétnyomós *FM* felvevő berendezések vannak 24 csatornára és 90 dB dinamikával.

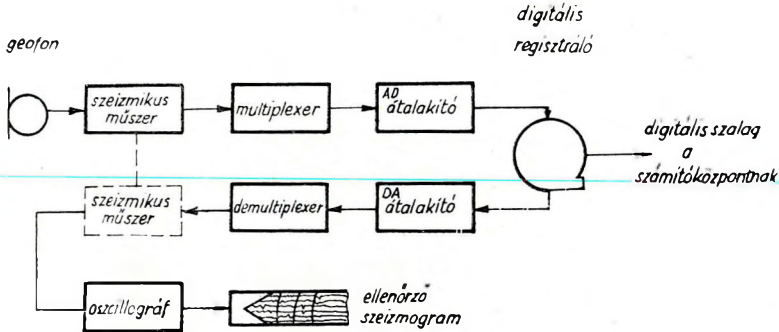


6. ábra. Digitálás a központban

Fig. 6 Digitalisierung in Zentrale

Фиг. 6. Кодирование в центре

Egy másik eljárásnál az analóg-digitál átalakítás már a terepen, közvetlenül a geofonkivezetés mögött játszódik le. A dinamika lebegőpontos erősítő alkalmazásával 150 dB-ig növelhető (7. ábra).



7. ábra. Digitalálás a terepen

Fig. 7 Digitalisierung in Feldbetrieb

Фиг. 7. Кодирование в полевых условиях

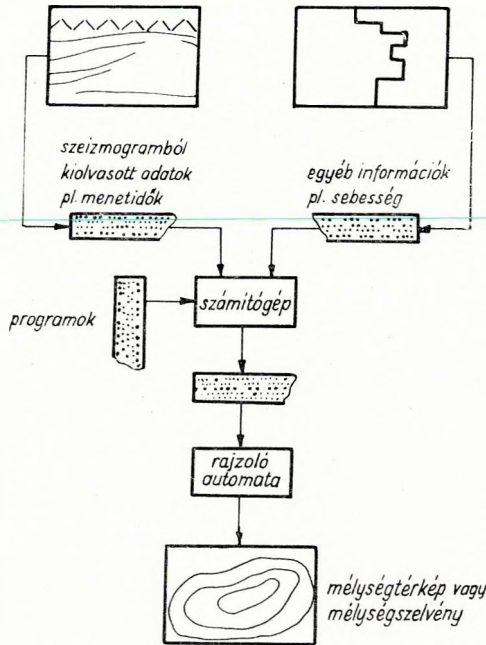
A digitális szeizmikus gyakorlatban a digitálási köz (az ún. mintavételi távolság) 1–2 msec szokott lenni, bár egyes szerzők 4, sőt 5 msec-is javasolnak. Minden esetre a közismert Nyquist-kritérium értelmében a digitális felül-vágó szűrést kell alkalmazni (anti-aliasing), amely az $\frac{1}{2\Delta t}$ -nél nagyobb za-varófrekvenciákat eltávolítja (Δt a tervezett mintavételi távolság).

Rutinszerű feldolgozásnál az automatikus mélységszámítás áll előtérben. A szeizmogramból meghatározott és a geofizikus által megadott mélységsebesség függvény és egyéb paraméterek alapján a számítógép automatikusan számítja a mélységszelvényt, amelyet – lyukszalagról, vagy mágnesszalagról vezérelhető – rajzoló-automata rajzol meg (8. ábra). A digitális módszerek leg-lényegesebb eleme a szűrés. A folyamat a bemeneti függvényt $f(t)$ és az adott $\varphi(t)$ szűrőfüggvény közötti konvolúcióval írható le. A konvolúció a bemeneti függvény és az időben megfordított szűrőfüggvény keresztkorrelációja:

$$P(t) = f(t) * \varphi(t) = \int_0^t f(\tau) \cdot \varphi(t - \tau) d\tau. \quad (4)$$

A (4) egyenlet az ún. konvolúciós integrál, amelyet digitálisan természetesen szorzatösszegekkel helyettesítenek. A konvolúcióképzés kulcsfontosságú szerepe miatt sokhelyütt speciális aritmetikájú konvolvereket (más néven *FM-Box*, *Fast Multiplier Box*) fejlesztettek ki, amely a konvencionális számítógépeknél nagyságrenddel gyorsabban végzi a szűrés műveletét. A digitális szűrés fontossága abban rejlik, hogy igen meredek, fizikailag nem realizálható szűrők alkalmazását is lehetővé teszi. Magából a szeizmikus csatornából meg-

határozott optimális szűrőket is igen nehéz lenne analóg úton realizálni. Végül a digitális szűrés teszi lehetővé a nagyon is perspektivikusnak látszó, időben változó szűrés módszerét.



8. ábra. Digitális mélységszámítás blokksémája

Fig. 8 Prinzip der digitalen Tiefenberechnung

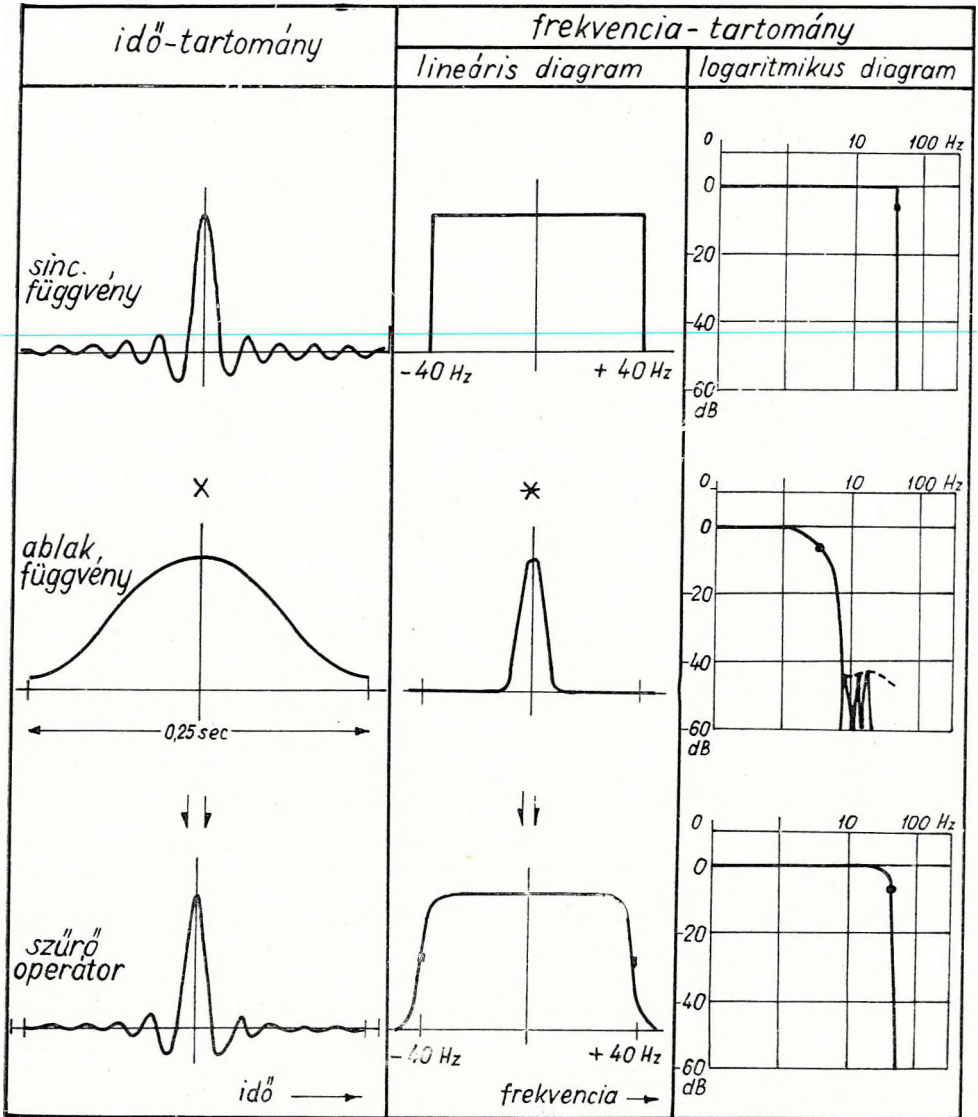
Фиг. 8. Схема цифрового вычисления глубин

A szűrőtervezés módszerét az ideális aluláteresztő szűrő példáján illusztráljuk (9. ábra). A frekvenciatartományban adott átvitelnek Fourier transzformáltját veszük, ez adja az időtartományban alkalmazandó szűrőoperátort. Ezt még gyakorlati célokból egy alkalmas ablakfüggvénnyel konvolválják, hogy a szűrő véges hosszából adódó torzításokat csökkentsék. Az így kapott szűrőből 1–2 msec-onként mintát vesznek, majd elvégzik a szűrést.

A digitális szeizmikában az altalajt is egyfajta szűrőnek szokás tekinteni, amely a kiindulási impulzussort waveletekbe, vagyis reflexiós beérkezésekbe alakítja át. Az inverz szűrés célja ezeknek a waveleteknek összehúzóása delta impulzusokká, vagyis az (2. ábrán láthatóhoz hasonló) impulzusos szeizmogram visszaállítása.

Ez megkönnyítené a reflexiók felismerését és a reflexiós koefficiensekről is képet adna. Matematikailag a

$$-\delta(t) = \int_0^1 f(\tau) \cdot \varphi(t-\tau) d\tau \quad (5)$$



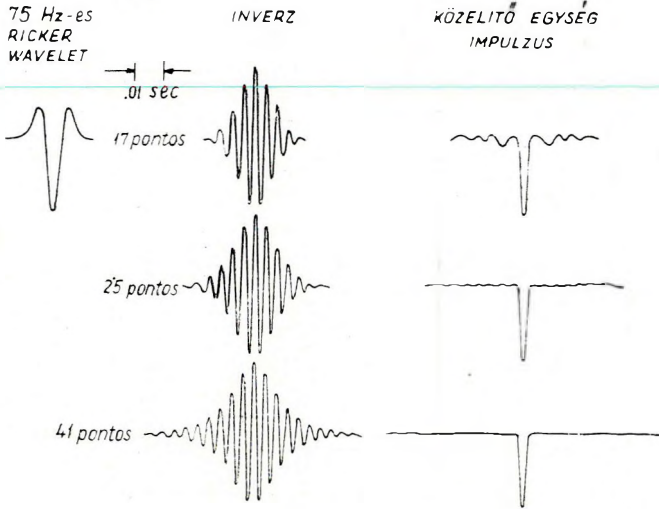
9. ábra. Aluláteresztő szűrő operátorának számítása

Fig. 9 Zur Herstellung eines Tiefpass-Filteroperators

Фиг. 9. Определение оператора фильтра правого среза

integrálegyenletet kell a $\varphi(t)$ inverz szűrőre megoldani. Mivel $f(t)$ csak empirikusan adott, az (5) egyenlet nem oldható meg a klasszikus (Laplace- vagy Fourier-) transzformációs módszerekkel. Ehelyett az (5)-beli integrált szorzatösszegekkel közelítik, és az így nyert egyenleteket mátrix módszerekkel úgy

oldják meg, hogy a kívánt és a szűrt csatorna eltéréseinek négyzetes átlaga minimális legyen. Az eljárást RICE nyomán egy egyedi reflexió példáján a 10. ábra mutatja. Természetesen a tényleges szeizmogramokon nem valódi Ricker-waveletek, hanem meglehetősen szabálytalan jelek helyezkednek el. Az (5) egyenlet megoldásához így szükség van az $f(t)$ jelalak meghatározására. Ennek automatikus megoldására a jelalakszámítás szolgál.



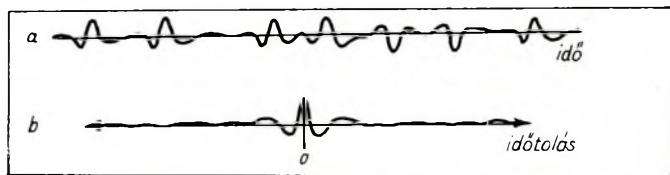
10. ábra. Inverz szűrés Rice szerint

Fig. 10 Inverse Filterung nach Rice

Фиг. 10. Обратная фильтрация по Рейсу

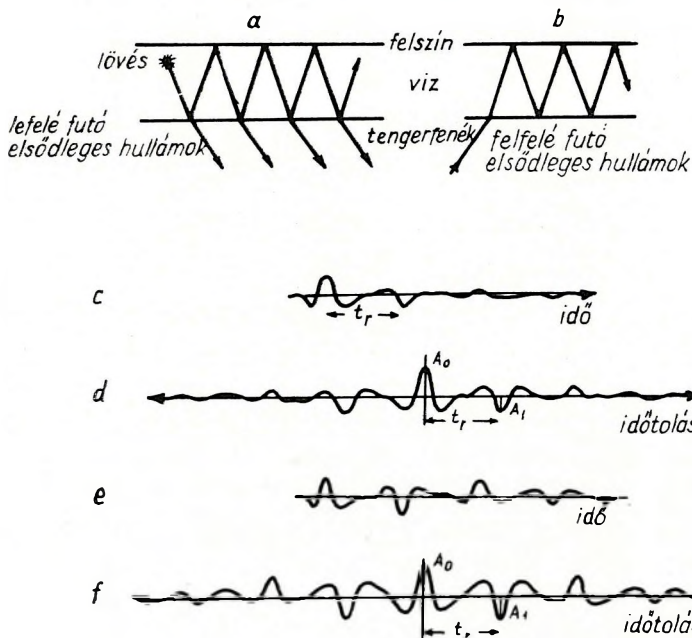
A modern digitális szeizmika egyik alapfeladata a dekonvolúció, az inverz szűrés továbbfejlesztése. Célja, a jelek összehúzásán kívül a többszörösök és reverberációk eltüntetése. A többszörös reflexiók felismerése a szeizmikus csatorna autokorrelációs függvényének felhasználásával lehetséges. Az alapfeltevés az, hogy amennyiben az elsődleges reflexiók a szeizmogram mentén statisztikus eloszlásúak, az autokorrelogramon egyetlen impulzust kapunk (11. ábra ANSTEY nyomán). A többszörös reflexiók jelenléte periodicitást okoz, így az autokorrelogramon szimmetrikusan további „beérkezések” lépnek fel (12. ábra). Az autokorrelációs szelvényt az eredetivel összevetve, a többszörösképződés mechanizmusának felismerése és az optimális dekonvolúciós szűrő képzése lehetővé válik. A minőségjavulás néha bámulatosan nagy is lehet (13. és 14. ábrák).

A nagy időkhöz tartozó határfelületeken keletkezett többszörös reflexiók felismerhetők ugyan az autokorrelációs függvényből, de digitális szűréssel nehezen távolíthatók el, mivel ez túl hosszú operátort igényelne. Ilyenkor a stacking sikerrel alkalmazható, ha a többszörös reflexiók görbülete nagyobb, mint az



11. ábra. Korrelációs függvény véletlen eloszlású elsődleges reflexiókra Anstey nyomán
 Fig. 11 Korrelationsfunktion bei Vorhandensein mehrerer, willkürlich verteilter Primärreflexionen nach Anstey

Фиг. 11. Корреляционная функция при наличии нескольких первичных отражений с случайным распределением, по Энсти



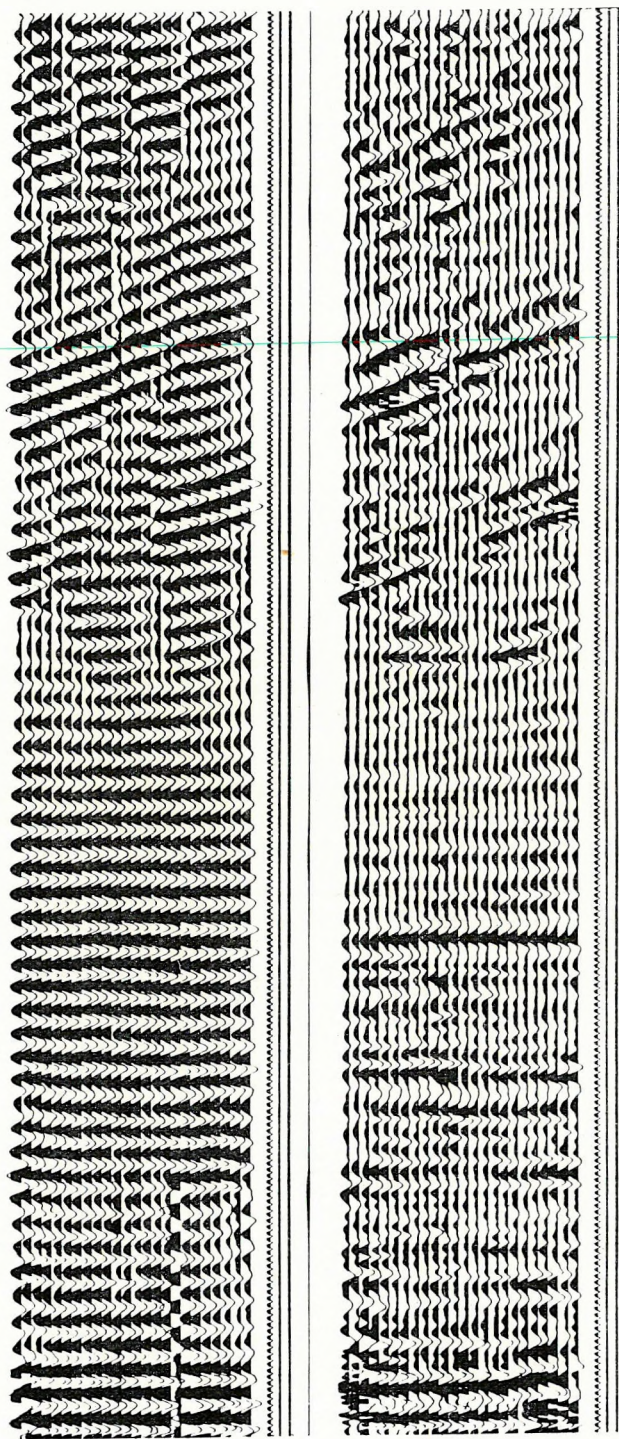
12. ábra. Korrelációs függvény reverberációk jelenléte esetén

Fig. 12. Korrelationsfunktion bei Vorhandensein von Reverberationen

Фиг. 12. Корреляционная функция при наличии кратных отражений

azonos idejű elsődlegeseké. Az egyszerű stacking hatásfokát optimum szűrők tervezésével (OWBMS-Optimum Wide Band Horizontal Stack) lényegesen meg lehet javítani.

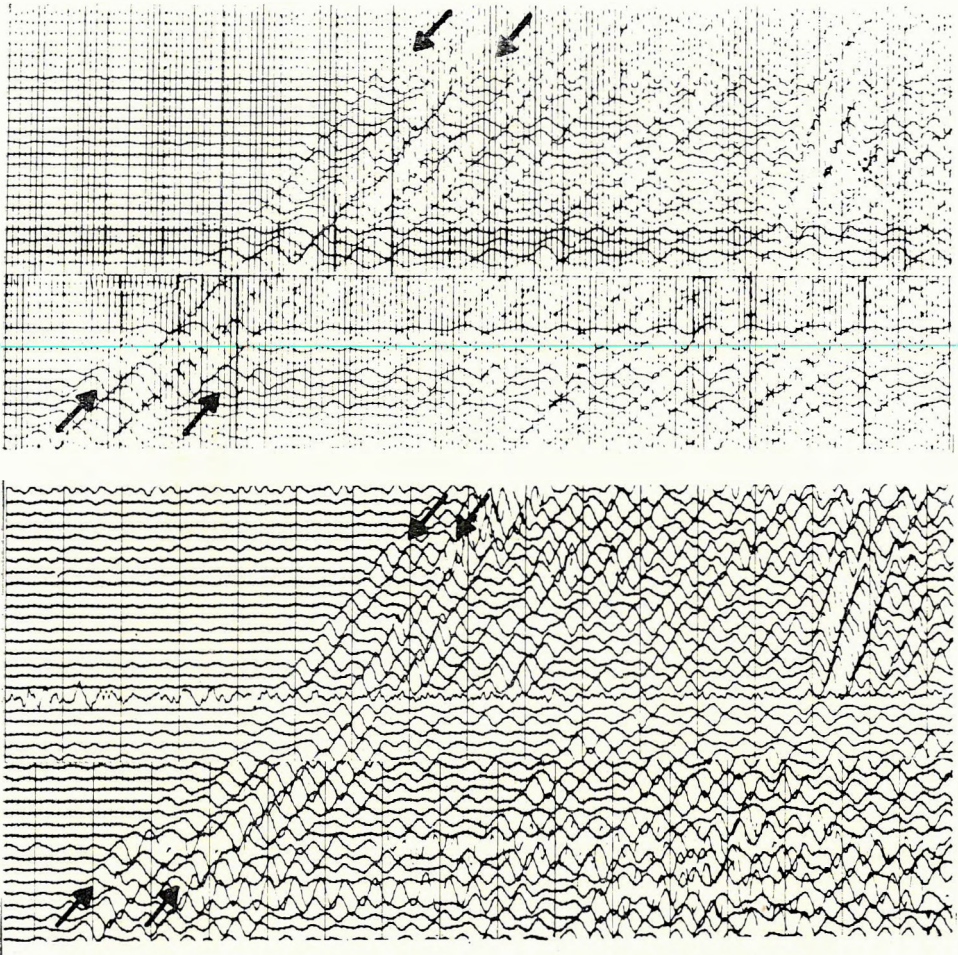
A dolgozat rövid terjedelme nem tette lehetővé, hogy kitérjünk a digitális adatfeldolgozás további eljárásaira. Remélhető, hogy a jövőben a rutinfeladatokat egyre inkább átveszi a gép és ezáltal a geofizikusnak több ideje marad, hogy speciális problémákkal és új eljárások kifejlesztésével foglalkozzék.



13. ábra. Reflexiósszeizmogram dekonvolúció előtt és után

Fig. 13 Reflexionseisogramm vor und nach Dekonvolution

Фиг. 13. Сейсмограмма отраженных волн до и после деконволюции



14. ábra. Refrakciós szeizmogram dekonvolúció előtt és után

Fig. 14 Reaktionsseismogramm vor und nach Dekonvolution

Fig. 14. Сейсмограмма преломленных волн до и после деконволюции

IRODALOM

- ANSTAY, N. A. – NEWMAN, P., 1966: The sectional auto-correlogram and the sectional retro-correlogram. Geophy. Prosp. 14 (4)
- DÜRSCHNER, H., 1964: Versuche mit Weight-dropping in Deutschland, Erdöl-Zeitschrift 80 Okt.
- EDELMANN, H., 1965: Verfahren sprengstoffloser Energieerzeugung in der Reflexionsseismik, PRAKLA-Seismos MB – 6.
- KO, H. Y. – SCOTT, R. F., 1967: Deconvolution techniques for linear systems, Bull. Seism. Soc. Amer. Vol 57 (6)
- MAASS, H. W., 1965: Stand der digitalen Datenverarbeitung in der Seismik, PRAKLA – Seismos MB – 4.
- REYNOLDS, F. F., 1967: The application of the Vibroseis – system to marine exploration, Vortrag EAEG – Tagung Stockholm.
- RICE, R. B., 1962: Inverse convolution filters, Geophysics 28 (1)
- WACHHOLZ, H., 1968: Verbessertes Stapeln, ein Mehrspurfilter, Vortrag DGG – Tagung Hamburg.

A MAGYAR FREKVENCIAMODULÁCIÓS SZEIZMIKUS MŰSZER RENDSZERTECHNIKAI ÉS MÓDSZERTANI KÉRDÉSEI

KOCH GYÖRGY – KOVÁCS BÉLA – POLCZ IVÁN

GY. KOCH – B. KOVÁCS – I. POLCZ

SYSTEM-TECHNICAL AND METHODOLOGICAL PROBLEMS OF THE HUNGARIAN FREQUENCY-MODULATION SEISMIC EQUIPMENT

The universal seismic magnetic-tape recording and playback equipment SM-24+6, developed in the seismic department of the Geophysical Institute, and the field experiences gathered therewith are presented in short.

Examples for its application in reflexion and refraction surveys are shown.

The data recorded with the equipment and stored on magnetic tape can be processed on analog or digital centers in order to obtain time sections.

Д. КОХ – Б. КОВАЧ – И. ПОЛЬЦ

ТЕХНИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ С ЧАСТОТНОЙ МОДУЛЯЦИЕЙ, ВЫПУСКАЮ- ЩЕЙСЯ В ВЕНГРИИ

Дается короткое описание универсальной сейсмической аппаратуры с магнитной записью для приема и воспроизведения сигналов типа SM-24+6, разработанной в сейсморазведочном отделе Геофизического института и выпускаемой Геофизическим приборостроительным заводом „Гамма” и анализируется опыт применения ее в полевых условиях.

Приводятся примеры использования аппаратуры для работ МОВ и МПВ.

Получаемые при помощи рассматриваемой аппаратуры данные, хранящиеся на магнитных лентах, могут обрабатываться как на аналоговых, так и цифровых центрах для последующего получения временных разрезов.

A berendezés terepi felvevő műszercsoportja a mágneses jelerősítésű szeizmikus műszerek szokásos műszeregységeit, tehát erősítőket, vezérlő és ellenőrző áramköröket, a mágneses regisztrálót, a regisztráló meghajtásához szükséges motorgenerátort, robbantó készüléket és a terepi lejátszás áramköröit tartalmazza. A teljesen tranzisztoros műszeregységek nyomtatott áramkörös, többnyire dugaszolható kivételű alapegységekből épülnek fel.

A modulátorral egybeépített felvevő erősítő a 7-től 250 Hz-ig terjedő átviteli sávjával, bemenetre számított 0,3 μ V-os zajával és a szeizmikus jelek sajátságosan megoldott vezérelt programú kompressziójával 100 dB-es jeltartomány alakhű átvitelét biztosítja. A felvevő erősítőbe épített fotoellenállásokból és lámpából álló szabályozó elem az erősítés 40 dB-es változását tudja elvégezni. Felvétel közben valamennyi erősítő erősítésének változtatását egy központi áramkör végzi. A központi vezérlés időbeli lefutását az egyik felvevő erősítő egyenirányított jele határozza meg. A vezérlő áramkör olyan felépítésű, hogy csak a szeizmikus jelek szintjének esésekor ad vezérlő jelet. Ha az első beérkezés után a szeizmogram valamely szakaszán amplitúdónövekedés

következik be, az erősítés a korábbi állapothoz képest nem változik. Az így kialakított vezérlésnek a szeizmikus jelektől független, előre meghatározott jellemzője csupán az, hogy a 100 dB-es dinamika melyik szakaszán legyen a 40 dB-es vezérlési tartomány.

Abból a célból, hogy a szalagok feldolgozásakor visszanyerhessük az eredeti dinamika viszonyokat, felvételkor két segédcsatorna a vezérlő feszültséggel arányos jelet rögzít a mágnesszalagra.

Az ismertetett dinamika-kompressziós megoldásnak előnye, hogy a vezérlés lefutása a beérkező szeizmikus jelektől függ (tehát mérés előtt beállításra nincs szükség), a lokális dinamika-viszonyokra nincs hatással, és feldolgozásakor az eredeti amplitúdóviszonyok előállíthatók.

A műszer felépítését és kezelését egyszerűsíti az a megoldás is, amely a szeizmikus csatornák ellenőrzésére szolgál.

Felvétel előtti ellenőrzéskor a szeizmométerek közös vonalába egy négyszöghullám-generátor kapcsolódik, amelynek jele a szeizmométereken át az erősítők bemenetére jut. A négyszöghullám egyik félperiódusában a szeizmométerek kitérő jelet kapnak, jelszünetben pedig a szeizmométer lecsengő folyamatának megfelelő jel kerül a felvevő erősítők bemenetére. Ez a jel az erősítők modulátorára, majd egy szelektoron keresztül a demodulátorra és onnan a vizsgáló oszcilloszkópra jut. Így az oszcilloszkóp ernyőjén megjelenő jel alakjából és nagyságából ellenőrizhetjük a szeizmikus csatornák szinte valamennyi elemének rendeltetésszerű működését. A négyszöghullám-generátor kikapcsolása után ugyanaz az ellenőrzési mód a talajnyugtalanság csatornánkénti vizsgálatára ad lehetőséget.

Az oszcilloszkópos ellenőrzés természetesen a segédcsatornákra is kiterjed.

A terepi felvevő berendezéssel készített mágnesszalagok alkalmasak kiértékelő központban végbemenő feldolgozásra. Ennek lehetőségét a szalagsebesség nagyfokú stabilitása teremti meg. Ez a stabilitás mindkét alkalmazható szalagsebesség (19,05 és 9,52 cm/sec) mellett $\pm 0,05\%$. Ilyen mértékű sebességstabilitás biztosítása FM rendszerű és egyúttal nagydinamikájú mágneses jelrögzítésnél nem kis feladat.

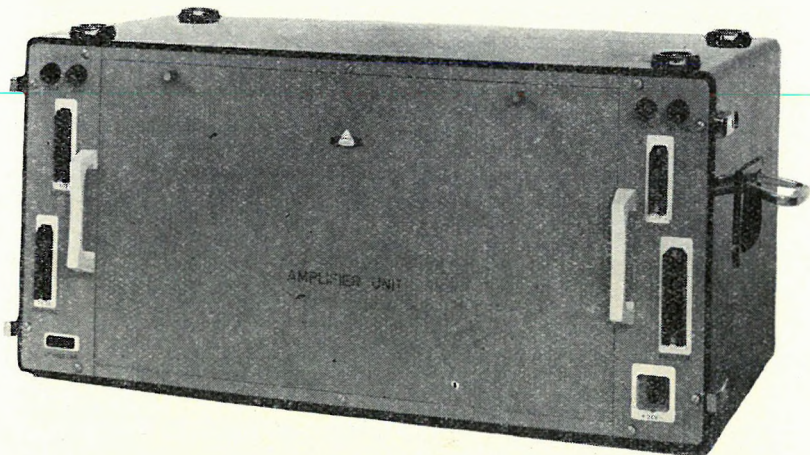
Megvalósítását két alapvető megoldás alkalmazásával sikerült elérni. Egyik megoldásnál a hiszterézis szinkron-motor tengelyéről szálbetétes, lapos gumihajtósíjakkal közvetítettük a hajtóerőt a mágneses regisztráló dobjára. A hajtósíjak nagyfokú homogeneitása, 0,8 mm-es vastagsága és jó tapadása biztosítja a hajtás egyenletességét.

A másik megoldás a névleges sebességérték $\pm 0,05\%$ -os pontosságú beállításával kapcsolatos. Ezt nagypontosságú frekvenciaösszehasonlítással valósítottuk meg. A referenciát egy 4 kHz-es kvarcoszcillátor jeléből leosztott 200 Hz frekvenciájú jel, a sebességgel arányos frekvenciájú jelet pedig a mágneses dob felületéről meghajtott kódtárcsa szolgáltatja. A két jel formálás után az ellenőrző oszcilloszkóp vertikális, illetve horizontális erősítőjére csatlakozik. Helyes dob-sebességértéknél a mérő oszcilloszkópon álló ábrát látunk. Eltérésnél a sebesség beállítását a motorgenerátor oszcillátorának hangolásával végezzük.

A terepen készült mágnesszalagról a termoszenzitív írással dolgozó regisztráló készíti ellenőrző szeizmogramot. A lejátszás csatornánként 3 csatornás keverési és szélessávú álláson kívül két szűrési lehetőséggel történik.

Miután ismertettünk néhány konstrukciós megoldást, amelyek jellemzőek a terepi műszercsoport felépítésére, röviden leírjuk a műszeregységeket és bemutatjuk fényképeiket.

Az 1. ábrán az erősítő egységet látjuk a 24 modulátorral egybeépített felvevőerősítővel, az uphole erősítővel, és az egység két oldalán elhelyezett stabilizált tápegységekkel.



1. ábra. Erősítőegység

Fig. 1 Amplifier unit

Фиг. 1. Блок усилителя

Ez az egység kezelő szerveket nem tartalmaz, az erősítők beállítása központi kapcsolókkal és áramkörökkel történik, amelyek az erősítőkbe beépített jelfogókat és az erősítés-szabályozókat működtetik.

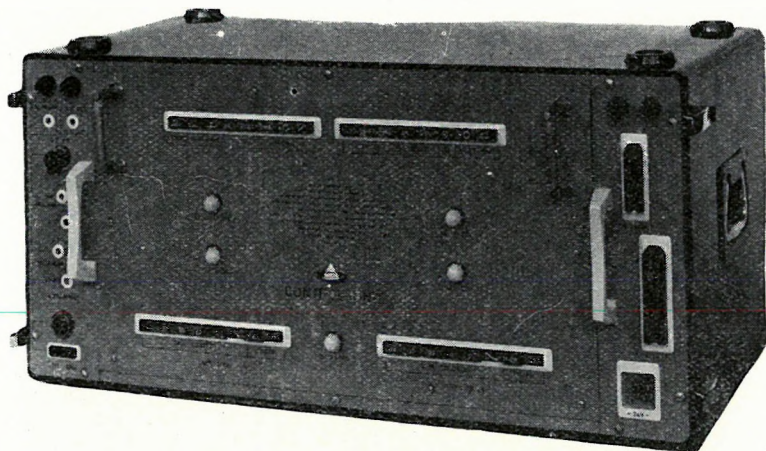
A vezérlő és ellenőrző egységet mutatja a 2. ábra.

Ebben az egységben vannak az időmérő áramkörök, az erősítés programvezérlését végző központi áramkörök, a segédcsatornák jeleinek rögzítéséhez szükséges modulátorok, a telefonerősítő, az üzemmód-beállító kapcsoló áramkörök és a terepi lejátszás áramkörei. Az egység előlapján láthatók a felvétel előtti ellenőrzés, a felvétel és a terepi lejátszás üzemmódjait beállító nyomógombos kapcsolósorok.

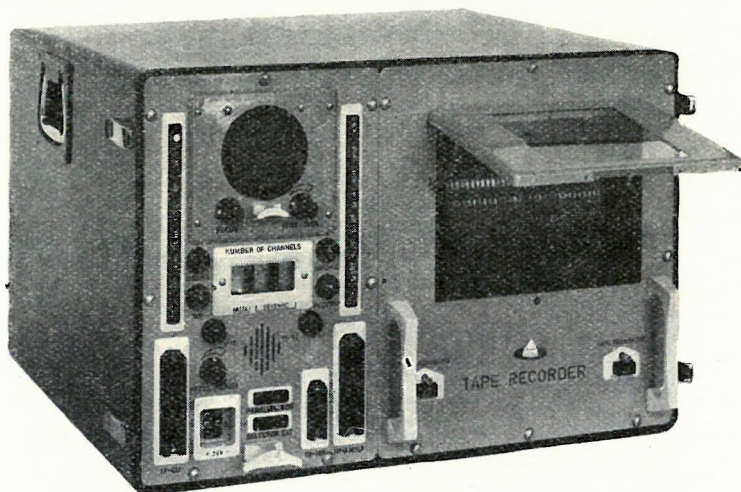
A 3. ábrán láthatjuk a mágneses regisztráló egységet. Jobboldalán helyezkedik el a jelrögzítő mechanizmus, baloldalán pedig a regisztráló vezérlő és ellenőrző áramkörei az oszcilloszkóppal. Mindkettőt külön dugaszolható egységként helyeztük el egy közös dobozban.

A baloldali egység tartalmazza a szelektort, a felvétel és a lejátszás automatika-áramköreit, az ellenőrző oszcilloszkópot és a berendezés működésének ellenőrzését végző egyéb áramköröket.

A 4. ábra a mágneses regisztráló vezérlő és ellenőrző áramköreit mutatja be doboz nélkül.



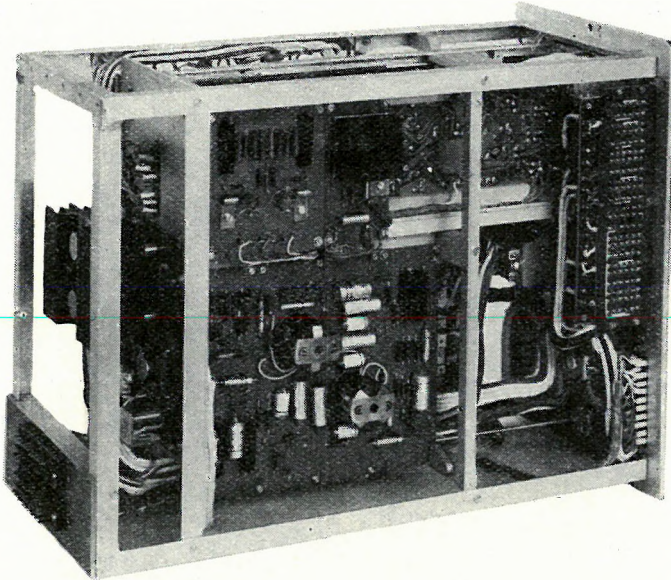
2. ábra. Vezérlő és ellenőrző egység
 Fig. 2 Control and testing unit
 Фиг. 2. Блок управления и контроля



3. ábra. Mágneses regisztráló egység
 Fig. 3 Magnetic recording unit
 Фиг. 3. Регистратор с магнитной записью

Az 5. ábrán a jelrögzítő mechanikát látjuk a felvevő dobbal és hajtóművel. A mágneses fejek az egység alaplapján helyezkednek el egy sorban.

A 6. ábrán az ugyancsak doboz nélküli motorgenerátort láthatjuk. Említésre méltó megoldás a motorgenerátorban alkalmazott ventilátoros hűtő-



4. ábra. Mágneses regisztráló vezérlő és ellenőrző áramköre doboz nélkül

Fig. 4 Control and testing circuit of the magnetic recording unit

Фиг. 4. Блок управления и контроля магнитного регистратора

készülék, amely a teljesítménytranszisztorok túlmelegedésekor automatikusan bekapcsol, és működése csak egy meghatározott hőmérsékletküszöb elérése után szűnik meg.

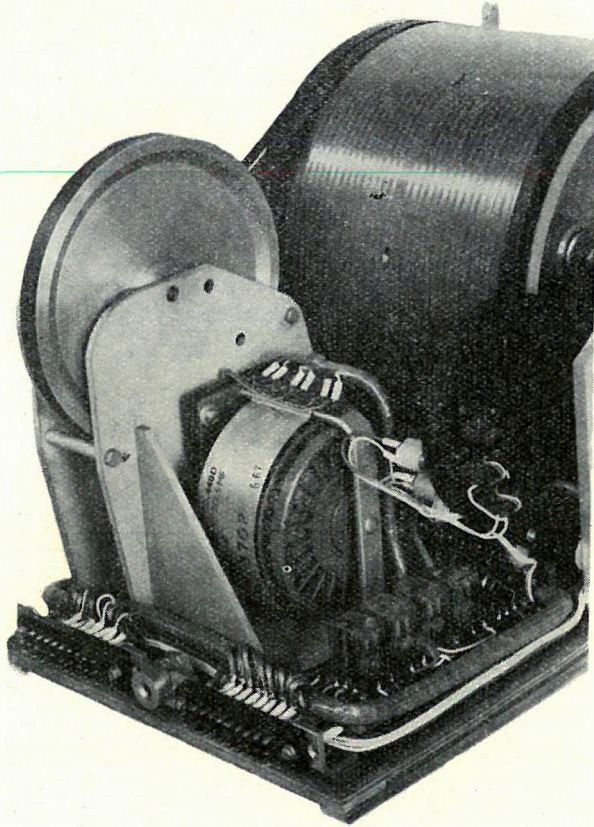
A 7. ábra a robbantókészüléket mutatja. A robbantási időjelet a robbantás pillanatában felvillanó flash lámpával megvilágított fotoellenállás állítja elő.

A 8. ábrán a gépkocsiba épített berendezés főegységei láthatók.

A terepen készült mágnesszalag sokoldalú lejátszását végezhetjük el a berendezéshez tartozó laboratóriumi műszer csoporttal. A szalagoknak összefüggő szelvényre (automatikus) szerkesztését ugyan nem teszi lehetővé, mivel statikus és dinamikus korrekciókat nem végez, de a szeizmikus jelek részletes analizisét biztosítja, és áramkörei felhasználhatók bármely transzkriptorban, vagy a később kidolgozandó A/D konverteres digitális kiértékelő központban.

Az analizátor áramköreinek blokk-sémáját láthatjuk a következő ábrán (9. ábra). A mágneses fejekről az FM jelek egy szelektoron keresztül 5 demodulátorra, a demodulátorok kivezetéséről pedig az 5 csatornás additív keverőbe kapcsolódnak. A keverőbe egy hatodik demodulátor jele is csatlakozik, ezt zajcsökkentésre használjuk fel. A keverő után a jel szűrőbe, az AGC-be, majd ismét szűrőbe jut. Mindkét szűrőegység azonos felépítésű 18 és 36 dB/oktáv meredekségű alul- és felülvágó szűrőkészlet. Az alulvágó szűrők határfrekvenciái 20-tól 113 Hz-ig, a felülvágóké 26-tól 148 Hz-ig 6–6 fokozatban kapcsolhatóak.

Az AGC lehetőséget nyújt 20-tól 550 msec-ig terjedő időállandójú automatikus erősítésszabályozásra. Előszabályozással működik, erősítését egy időzítő jellel vezérelt áramkör az első beérkezés előtt beállítható mértékre és időtartamra csökkenti.



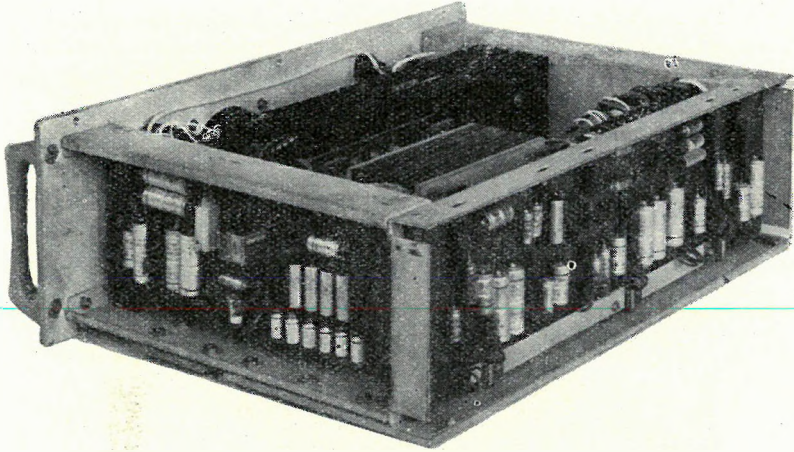
5. ábra. Jelrögzítő mechanika

Fig. 5 Signal recording mechanism

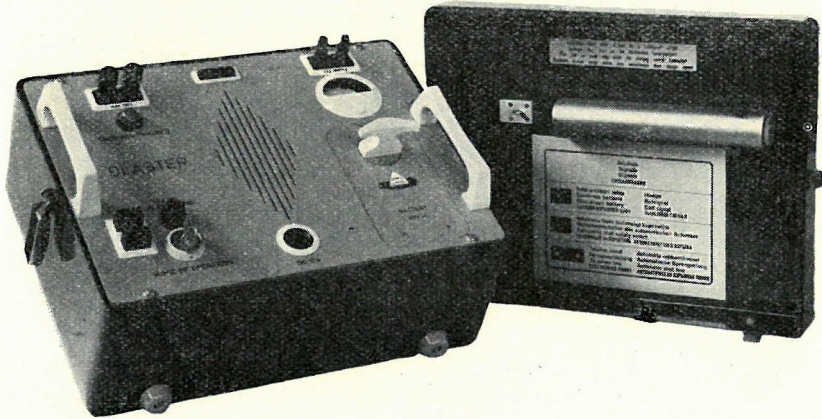
Фиг. 5. Механизм, записывающий сигналы

Az analízatorhoz tartozik egy ún. dinamika-helyreállító áramkör is, amelynek segítségével regisztrálhatjuk az eredeti — tehát a szeizmométerekről kapott — jelek szintjének változását.

Ez úgy történik, hogy a laboratóriumi lejátszáskor dinamikaíró üzemmódban a hatodik demodulátor bemenetére a felvételkor frekvenciamodulációval rögzített, a felvevő erősítők vezérlő feszültségével arányosan változó amplitúdójú 100 Hz-es jel kerül. Ez a jel a szeizmikus csatornákról érkező jelek erősítését ellentétesen vezérli, vagyis a felvételkor komprimált dinamikáról az eredeti dinamikát visszaállítja. Az ilyen módon előállított jel egy logaritmikus végerősítőre kerül, amely a direktíró megajtó végerősítőt vezérli.



6. ábra. Motorgenerátor
 Fig. 6 Motor generator
 Фиг. 6. Мотор-генератор

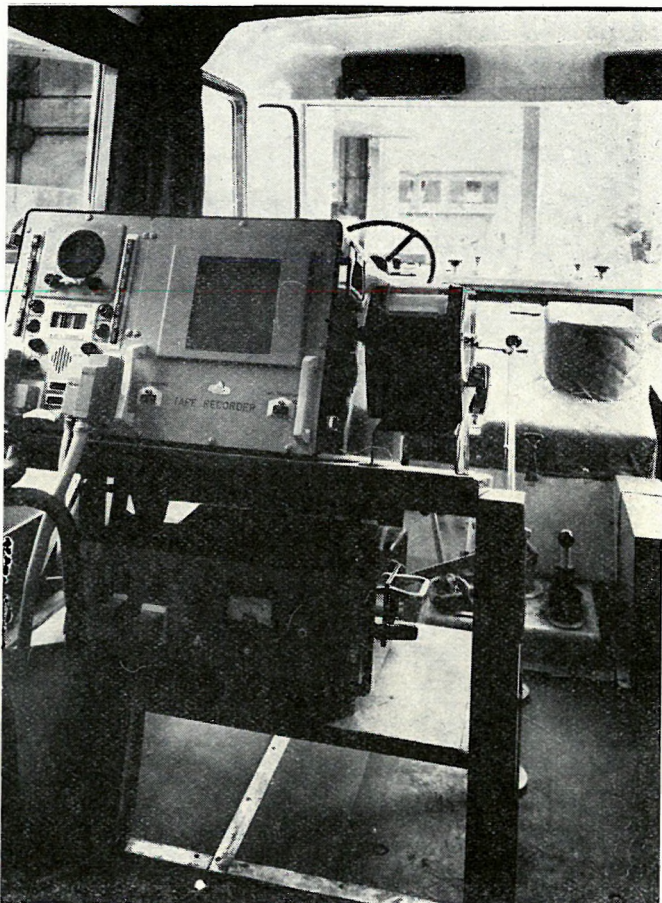


7. ábra. Robbantókészülék
 Fig. 7 Shooting box
 Фиг. 7. Взрывная машина

Az analízátorban a részben tranzisztorizált áramkörök építőszekrény rendszerben épültek, a szekrény egyes fiókjai a szeizmikus jelek feldolgozásának egy-egy funkcióját végzik.

A Geofizikai Intézet alföldi komplex kutatási programjában jelenleg két szeizmikus csoportunk mér FM rendszerű magyar 24 csatornás műszerekkel.

A mérési eredmények feldolgozása, az OKGT CS – 621 francia gyártmányú analóg kiértékelői centrumán keresztül is elvégezhető. A transzkriptoros átírás megoldására a következő feladatokat kellett elvégezni:



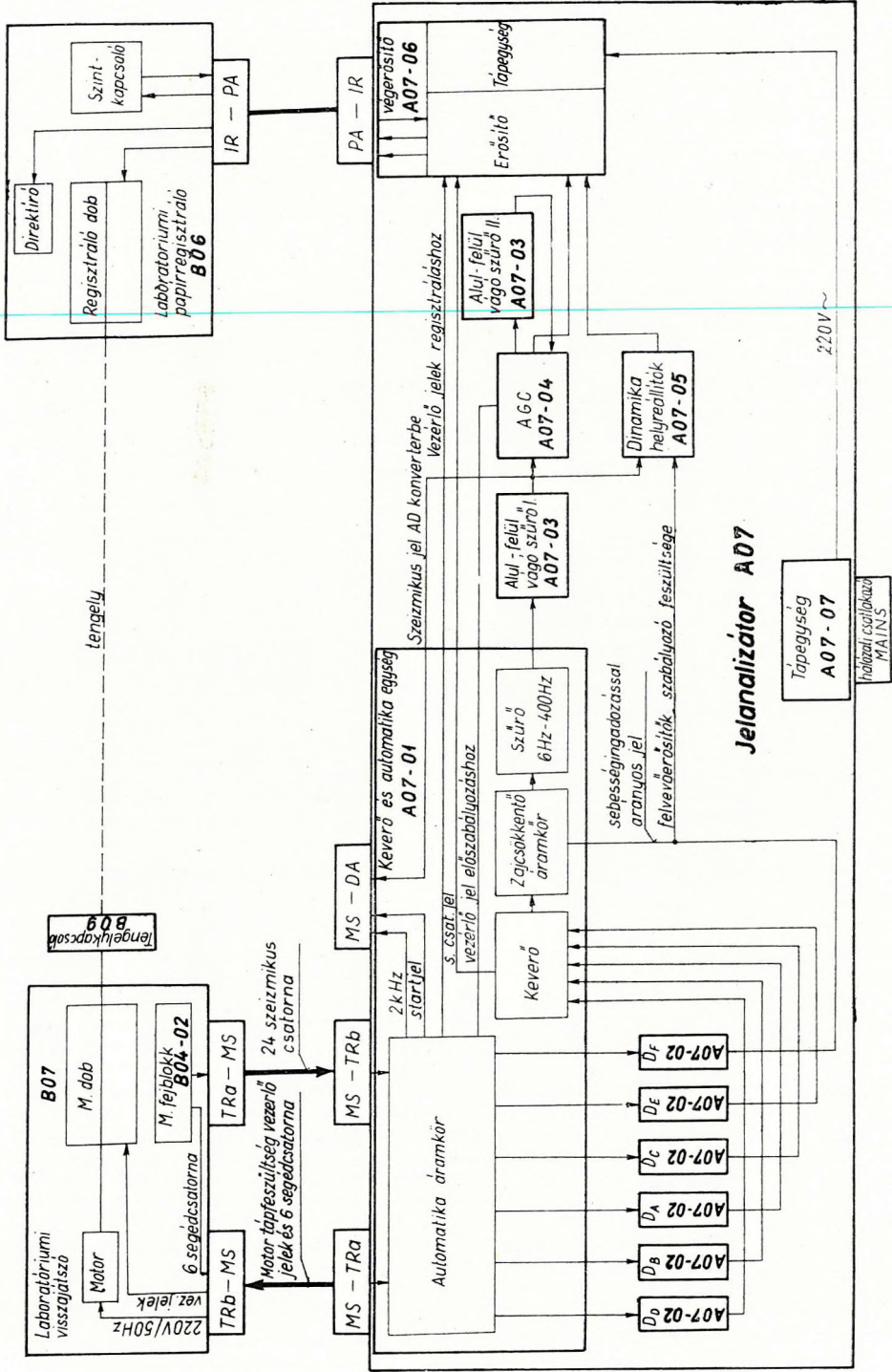
8. ábra. Gépkocsiba épített berendezés főegysége

Fig. 8 Main unit of the equipment built in truck

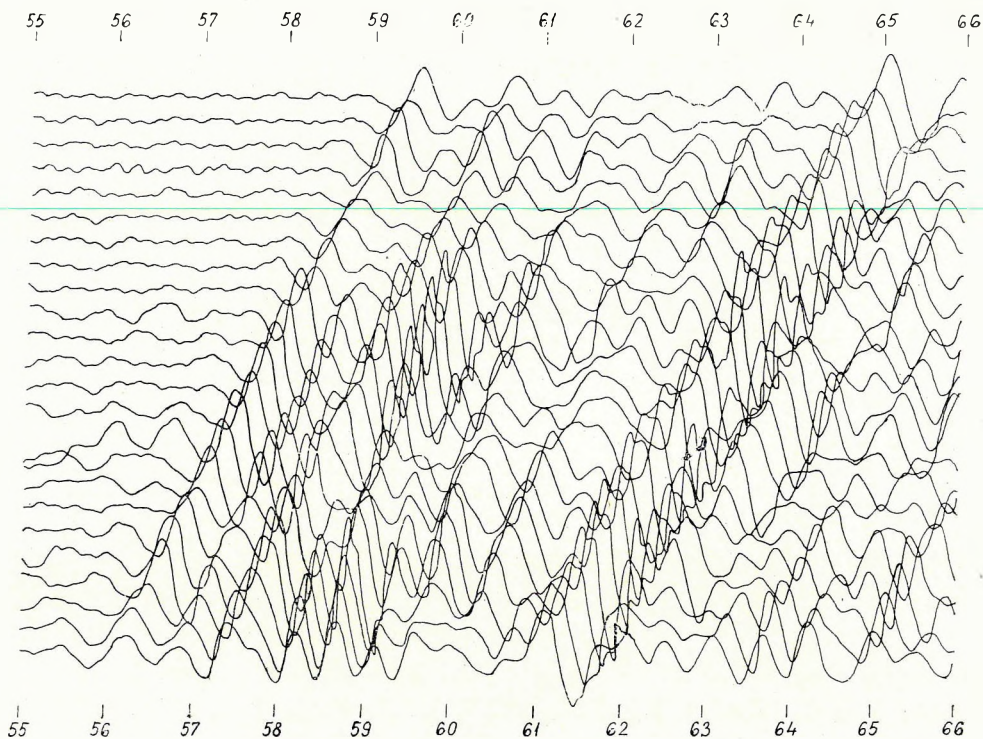
Фиг. 8. Основной блок аппаратуры, встроенный в кузове автомашины

1. a felvevő dob sebességét a lehető legjobban stabilizálni,
 2. az analóg központi főtengely végződésére átíródobot és komplett 30 egységű fejblokkot szerkeszteni,
 3. elkészíteni az FM – PWM üzemmódu átírás üzembiztos elektronikáját.
- A visszajátszó berendezéshez csatlakoztatható egy analóg-digitál átalakító, ezzel a szeizmogramok elektronikus számítógépbe, vagy pedig az Intézetben kifejlesztett korrekciós egységbe és konvolverbe adhatók, amelyekkel a feldolgozás digitális úton végezhető el. Feldolgozás után az adatok digitál-analóg konvertereken keresztül visszakaphatók és szelvény formájában ábrázolhatók.

Szeizmikus csoportjaink mérési eredményeinek feldolgozására több lehetőség nyílik.



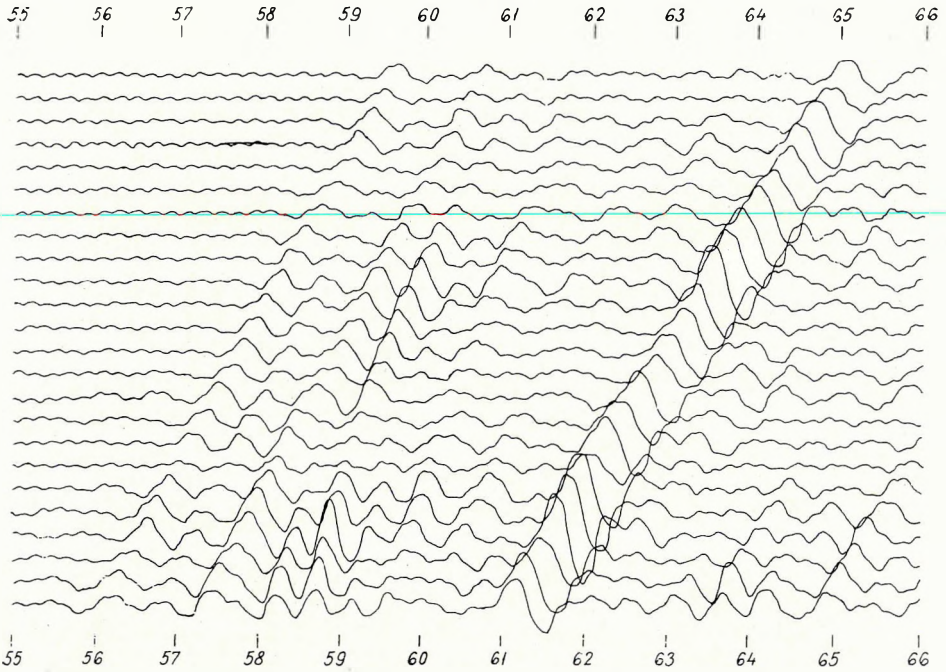
9. ábra. Az analízátor elvi vázlatja Fig. 9. Block diagram of the analyzator Фиг. 9. Схема анализатора



10/a ábra. 20 km távolságból meglőtt refrakciós szeizmogram nagy amplitúdójú beérkezésekkel

Fig. 10/a Refraction seismogram from a distance of 20 km, with large amplitude arrivals

Фиг. 10/a Сейсмограмма МПВ, полученная на 20 км от ПВ с резкими амплитудами вступлений



10/b ábra. Ugyanaz a felvétel erősítéscsökkentéssel visszajátszva (a későbbi fázisok tisztán láthatók)

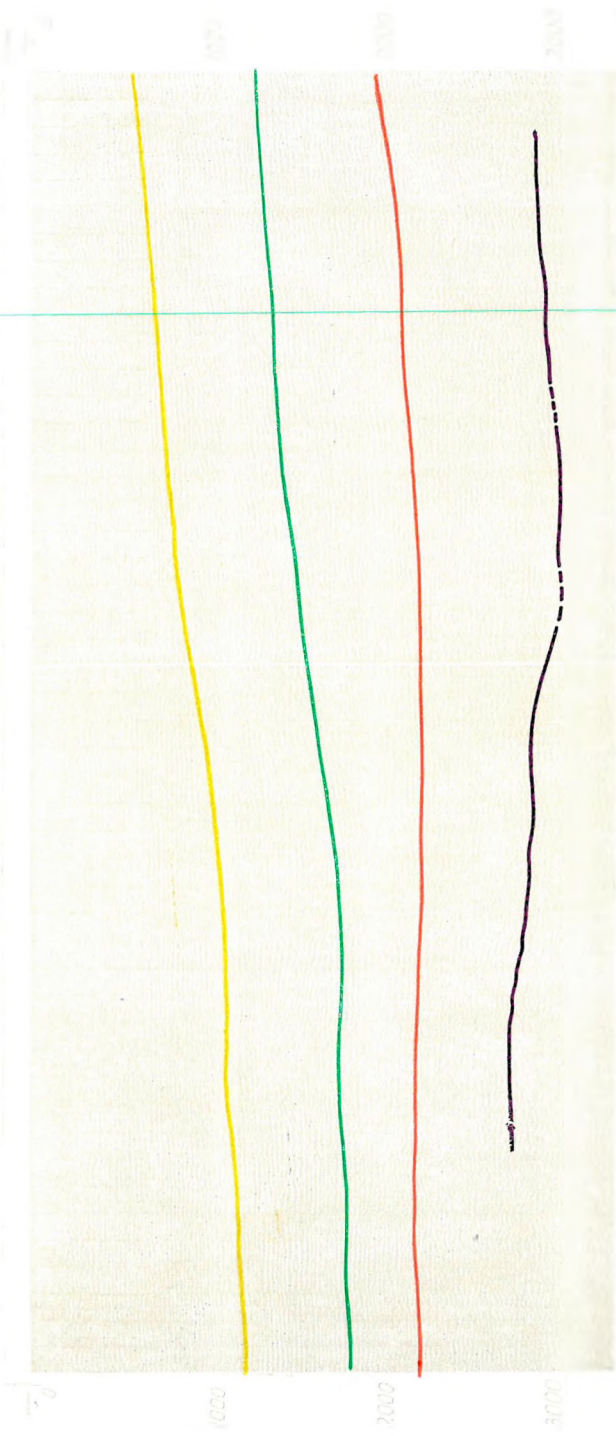
Fig. 10/b. The same record played back with gain reduction (later phases are clearly shown)

Фиг. 10/б Та же запись, воспроизведенная при уменьшенном усилении (резко выделяются оси синфазности последующих вступлений)

1. A terepi mágnesszalagok egy analóg visszajátszóanalizátor segítségével tollirós galvanométerrel tetszés szerinti szűrés, erősítés, szabályozás, keverés beállításával játszhatók át. A lehetőségek kihasználására főleg ott van szükség, ahol nehezen értelmezhető (interferenciás) hullámképet kell felbontani. Erre példa refrakciós mérésekből a 10/a és 10/b ábra.

2. A transzkriptorral mágnesszalagjaink a CS-621 centrumon dinamikusan és statikusan korrigált időszelvényé írhatók át. Ilyen feldolgozásra példa a Ha-68/1 reflexiós szelvény egy szakasza (11. ábra).

A mágnesszalagok digitális úton való feldolgozását kísérleti formában már megkezdjük. A rutinszerű feldolgozásra 1969-ben térünk át. Eredményeinket későbbi tanulmányunkban szándékozunk ismertetni.



11. ábra. A Ha-68/1 hortobágyi szeizmikus reflexió szelvény egy szakasza a CS-62 I centrumon transzkriptorral átjászva

Fig. 11 A section of the seismic reflexion profile Ha-68/1 in the Hortobágy, played back on the French analog center through a transcripator

Фиг. 11. Участок разреза сейсмического профиля МПВ Ха-68/1, перезаписанного на французском аналоговом центре при помощи транскриптора

KÍSÉRTETREFLEXIÓK ELTÁVOLÍTÁSA ÉS A „LOGIKAI DEKONVOLUCIÓ” ELVE

KORVIN GÁBOR

G. KORVIN

ELIMINATION OF GHOST REFLECTIONS AND THE PRINCIPLE OF LOGICAL
DEREVERBERATION

The possibilities of detection and elimination of ghost reflections have been examined on synthetic examples. According to Lindsey's well known paper, the reflection coefficient can be determined from the autocorrelation function. However, Lindsey's formula proved inaccurate. In the present paper it is shown that the logical dereverberation principle of J. Morlet, combined with recursive filtering techniques, yields an efficient estimate of the reflection coefficient.

Г. КОРВИН

ПОДАВЛЕНИЕ ОТРАЖЕНИЙ-СПУТНИКОВ И ПРИНЦИП „ЛОГИЧЕСКОЙ ДЕ-
КОНВОЛЮЦИИ”

Возможности выделения и подавления отражений-спутников изучались на синтетических примерах. Согласно хорошо известной работе Линдсея коэффициент отражения может быть определен по автокорреляционной функции. Однако выяснено, что формула Линдсея является неточной. В настоящей работе показано, что принцип логической деконволюции, в комплексе с методом рекурсивной фильтрации, позволяет эффективно оценивать величину коэффициента отражения.

A kísértetreflexiók eltávolítása az egycsatornás optimum szűrés egyik legegyszerűbb esete. A kísértetreflexiók jelenlétére a csatorna autokorrelációs függvényéből lehet következtetni, az autokorrelációs függvény első minimumának helye a követési távolságra utal, míg az autokorrelációs függvény 0 toláshoz és a kérdéses első minimumhelyhez tartozó értékeiből a reflexiókoefficiens becsülhető (LINDSEY, 1960). A követési távolság (T) és a reflexiókoefficiens (r) ismeretében viszont a kísértetreflexiót eltávolító szűrő már tervezhető.

A gyakorlatban problémát jelent, hogy a T és r értékek előre nem ismertek, sőt az autokorrelációs függvényből sem határozhatók meg pontosan (MESKÓ – RÁDLER, 1968). A dolgozatban egy eljárást adunk az r reflexiókoefficiens pontos meghatározására (T meghatározására ugyanaz a módszer alkalmazható). A módszer alap gondolata a MORLET (1967) által felvetett „logikai dekonvolució” elvének általánosítása (hívhatnánk minimumelvnek is). Az alkalmazható eljárások egy- (vagy több-) paraméteres összességéből azon eljárást alkalmazzuk, amelynél az eredménycsatorna minimális energiájú. A megfelelő eljárás kiválasztásához az összes lehetséges eljárást kipróbáljuk. Természetesen Monte Carlo módszerek, vagy bármilyen minimum-kereső algoritmus (akár a nem-lineáris programozás megfelelő eljárása is) alkalmazható.

Az alkalmazott modellek és szűrési eljárás leírása

A kísértetreflexiók felismerését és eltávolításának lehetőségét néhány egyszerű példán vizsgáltuk. Kiinduló adatrendszerünk:

$$g(t) = s(t) - r s(t-T) + n(t) \quad (1)$$

alakú volt, ahol $s(t)$ egy, $A-D$ konverterrel a MINSZK-2 számítógépbe beadott eredeti szeizmikus csatorna, 20–100 Hz között ideális sávszűrővel szűrve és $t = 0,002$ sec-enként digitalizálva. Kísérleteinkben az r reflexiókoefficiens értékét 0,7-nek választottuk, míg a (kétszeres félidőt jelképező) $T = m \cdot \Delta t$ időkésés értéke 10,0,002–25,0,002 sec között változott. Az $n(t)$ zajt számítógéppel generáltuk, az

$$n(t) = n(k \cdot \Delta t) = \pm C \quad (2)$$

képlet szerint (C alkalmasan választott konstans). (2)-ben az előjel attól függ, hogy $s(k) - r s(k-m)$ lebegővesszős ábrázolásában a bitek száma páros, vagy páratlan-e. A (2) alakú zaj generálásának az az előnye, hogy a $\{\pm 1\}$ ún. bináris sorozatok autokorrelációs függvényei kombinatorikus eszközökkel aránylag jól kezelhetők (a véletlenszerűen generált $\{\pm 1\}$ sorozatok, ideális felülvágó szűrővel szűrve jó közelítéssel fehér zajnak tekinthetők. Ez az ún. Martin-zaj (l. pl. CASSAND - LAVERGNE, 1966).

A kísértetreflexiók eltávolítására a rekurzív szűrés (SHANKS, 1967) módszerét alkalmaztuk. Az (1) összefüggésből nyerhető rekurziós egyenlet

$$\left. \begin{aligned} x(t) &= g(t) + r x(t-T) & (t \geq 0) \\ x(t) &= 0 & (t < 0) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

ahol $x(t)$ a szűrt csatorna. Az 1. ábrán látható a (3) rekurzív szűrés eredménye, $T = 20 \cdot 0,002$ sec, $r = 0,7$ -nél.



1. ábra. Kísértetreflexiók eltávolítása rekurzív szűréssel

Fig. 1 Elimination of ghosts by recursive filtering

Фиг. 1. Подавление отражений-спутников рекурсивной фильтрацией

Megfigyelhető, hogy a (3) rekurziós képletben nem az $s(t)$ jel, hanem csak ennek egy $x(t)$ közelítése szerepel. Ha nincs zaj a modellben, azaz $n(t) \equiv 0$; $x(t)$ természetesen megegyezik $s(t)$ -vel. Ellenkező esetben a rekurzív szűrő a zajra is hat, az

$$N(t) = n(t) + N(t-T) \quad (4)$$

képlet szerint, ahol $n(t)$ eredeti, $N(t)$ pedig a rekurzív szűrő kimenetén jelentkező zaj. A (2) felhasználásával

$$|N(t)| = C + r|N(t-T)| = C + rC + r^2|N(t-2T)| = C(1 + r + r^2 + \dots) = \frac{C}{1-r}$$

Ebből is látható a rekurzív szűrő használatának egy veszélye. Mivel itt nem célnk a rekurzív szűrők elméletének vizsgálata, e kérdéssel nem kívánunk részletesebben foglalkozni.

A logikai dekonvolúció elve

A (4) rekurzív szűrés alkalmazásánál nehézséget jelent, hogy r értéke a gyakorlatban nem ismeretes. Szeretnénk itt felhívni a figyelmet egy új elgondolásra, amelyet J. MORLET vetett fel 1967-i előadásában. Az eljárást, amelyet „logikai dekonvolúciónak” (logical dereverberation) nevez, az elemi Backus operátorok meghatározására vezet be oly módon, hogy azt az operátort tekinti optimálisnak, amelynek alkalmazása a legkisebb összenergiajú csatornát eredményezi. A „logikai dekonvolúció” elve az r reflexiós koefficiens meghatározására a következőképpen alkalmazható:

Valódi reflexiós koefficiensnek azt az r , $0 \leq r \leq 1$ értéket fogadjuk el, amelyre az $1 = \Sigma x^2(k)$ minimális, ahol x a (4) rekurzióval definiált csatorna. Másszóval „rossz” reflexiós koefficienssel végrehajtott szűrés mindig nagyobb összenergiajú csatornát eredményez, mintha a jó reflexiós együtthatót használjuk.

Hogy a logikai dekonvolúció elvét plauzibilissé tegyük, gondoljuk meg, hogy a kísértetreflexiók jelenléte általában az összenergiát növeli (és így várható hogy az az eljárás fog minimális energiájú csatornát adni, amely tökéletesen eltávolítja a kísértetreflexiókat). Pontosabban, ha

$$g(t) = s(t) - \alpha s(t-T)$$

akkor az

$$\int [s(t) - \alpha s(t-T)]^2 dt \geq \int s^2(t) dt \quad (5)$$

egyenlőtlenség, elvégezve a négyzetreemelést,

$$\alpha^2 \int s^2(t-T) \geq 2\alpha \int s(t)s(t-T) dt$$

alakban írható, vagyis, bevezetve az $s(t)$ jel autokorrelációs függvényére az $R_s(\tau)$ jelölést:

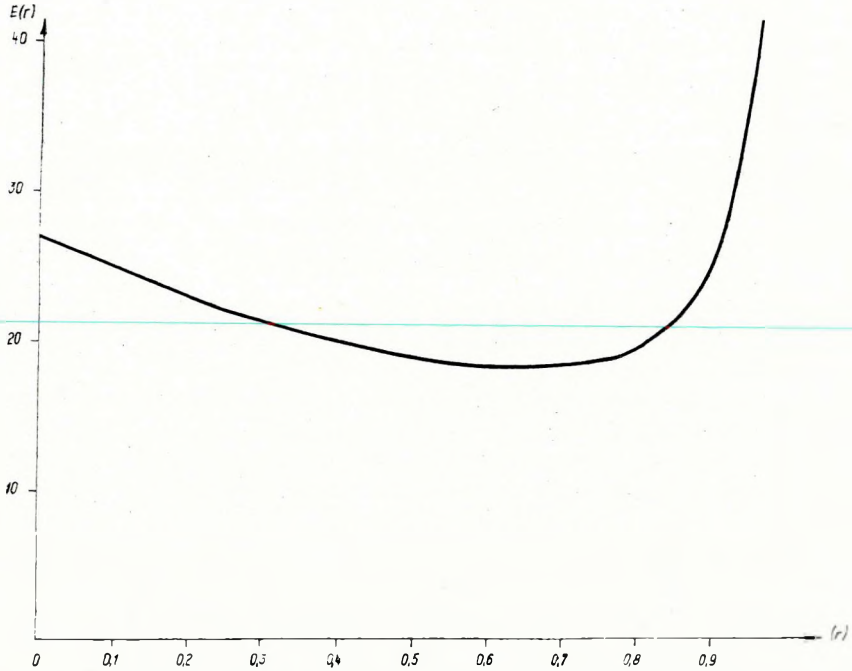
Az (5) reláció mindig teljesül, valahányszor

$$\frac{R_s(T)}{R_s(0)} \leq \frac{\alpha}{2} \quad (6)$$

Térjünk most vissza a logikai dekonvolúció elvének alkalmazásához.

A 2. ábrán az (1) csatorna különböző r együtthatókkal való rekurzív szűrése utáni energiaértékei láthatók. Az energia minimuma valóban $r^* = r = 0,7$ értéknél jelentkezik. Figyeljük meg, hogy $r^* \rightarrow 1$ -nél az energia rohamosan nőni kezd ($r^* > 1$ -nél a rekurzió instabillá válik).

A (*) állítás exakt bizonyítása nehéznek látszik. Tekintsünk el a zaj jelenlététől és tegyük fel, hogy a ghost-os csatorna



2. ábra. A szűrt csatorna energiája a feltételezett reflexiós koefficiens függvényében (a tényleges reflexiós koefficiens $r = 0,7$)

Fig. 2 The energy of the filtered channel as a function of the reflexion coefficient assumed (actual reflexion coefficient $r = 0,7$)

Фиг. 2. Зависимость энергии фильтруемой трассы от предполагаемого коэффициента отражения (эффективная величина коэффициента отражения $\gamma = 0,7$)

$$s(t) - \alpha s(t-T) \quad (7)$$

alakban áll elő, ahol $0 < \alpha < 1$ a valódi reflexiós koefficiens. Ha rekurzív szűrést az r , $0 < r < 1$ reflexiós együtthatóval végezzük, a szűrt csatorna energiáját

$$E(r) = \sum_n |s_n + \beta s_{n-T} + r\beta s_{n-2T} + r^2\beta s_{n-3T} + \dots| \quad (8)$$

adja meg, ahol bevezettük a $\beta = r - \alpha$ jelölést [a (8) egyenlet levezetését a függelékben adjuk].

A szereplő idősorok stacionaritását feltételezve, $E(r) = R_0(1 + \beta^2 + r^2\beta^2 + \dots) + 2\beta(R_T + rR_{2T} + r^2R_{3T} + \dots) + 2\beta^2(rR_T + r^2R_{2T} + r^3R_{3T} + \dots) + 2\beta^2r^2(rR_T + r^2R_{2T} + r^3R_{3T} + \dots) + \dots$

ahol $R_0 = R_S(0)$; $R_T = R_S(T)$; az s_n jelsorozat autokorrelációs függvényének értékei. Bevezetve még a

$$\varrho = \varrho(r) = rR_T + r^2R_{2T} + r^3R_{3T} + \dots \quad (9)$$

függvényt, az energia r -függésének

$$E(r) = R_0 + \frac{\beta^2}{1-r^2} [R_0 + 2\rho(r)] + \frac{2\beta\rho(r)}{r} \quad (10)$$

alakjához jutunk.

(10)-ből triviálisan adódik, hogy ha $R_T = R_{2T} = R_{3T} \dots = 0$ akkor

$$E(\alpha) = R_0 = \min_{0 \leq r \leq 1} E(r) \quad (11)$$

Egyéb esetekben $\rho(r)$ az r változónak bonyolult függvénye és az $E(\alpha) = \min E(r)$ reláció nem látható be közvetlenül (esetleg nem is igaz!). A $\rho(r)$ -re adható becslésekből és a tanulmányozott modellekből úgy látjuk, hogy a gyakorlatban előforduló esetekben a logikai dekonvolúció elve alkalmazható a kísértetreflexiót jellemző reflexiós koefficiens becslésére. Az r reflexiós koefficienssel szűrt csatorna $E(r)$ energiájának, az exakt reflexiós koefficiens közelében minimuma van. A minimumot adó r -nek és az exakt reflexiós együtthatónak az eltérése általában kisebb, mint a LINDSEY-féle

$$\frac{R(0)}{R(T)} \approx \frac{1+r^2}{-r}$$

képletből számított r hibája.

Megemlítjük még, hogy az időkésés sem határozható meg pontosan az autokorrelációs függvényből. Így a minimális energia számítása a (4)-beli r és T variálásával is összeköthető. Eddigi számításaink szerint az $E(r, T)$ energiának az exakt (r, T) közelében minimuma van. A logikai dekonvolúció elvének teljes igazolásához további számítások szükségesek.

Következtetések

A digitális szeizmika legtöbb, analitikus formában megfogalmazható eljárása (dekonvolúció, dinamikus korreláció stb.) súlyos feltevéseken alapszik; az eljárások lényeges paramétereit csak statisztikus becslésekkel lehet megadni. A számítógépek nagy műveleti sebessége lehetővé teszi a lényeges paraméterek próbálgatással (vagy más, szisztematikus keresési eljárással) való meghatározását. Az eljárásokat a szóhajövő paraméterekkel alkalmazva, azt a paramétert választjuk a végleges feldolgozáshoz, amelyre egy – az eredménycsatornákból számítható – jól definiált függvénynek (pl. energia, amplitúdó abszolút értékek átlaga, stb.) szélsőértéke van. Az optimalizálandó függvényt mindig a probléma fizikai jellegének megfelelően kell választani.

A fenti általános elv a MORLET által bevezetett „logikai dekonvolúció” általánosításának tekinthető. (Megfigyelhető, hogy a sebességanalízis GAROTTA – MICHON féle módszere is hasonló elgondoláson alapszik!). Dolgozatunkban az általános elvet a kísértetreflexiók szűrésére (speciálisan a reflexiós koefficiens meghatározására) alkalmaztuk.

Függelék

A (8) összefüggés bizonyítása
A rekurzív összefüggés szerint

$$x(t) = g(t) + rx(t - T)$$

ahol r az alkalmazott reflexiók együtthatója. Alkalmazva a rekurziót $x(t - T)$ -re is:

$$x(t) = g(t) + rg(t - T) + r^2x(t - 2T),$$

végül a rekurzió egymás utáni alkalmazásaival az

$$x(t) = \sum_{j=0}^{\infty} r^j g(t - jT) \quad (11)$$

összefüggéshez jutunk.

A valódi reflexiók együtthatóját α -val jelölve

$$g(t) = s(t) - \alpha s(t - T),$$

ezt (11)-be helyettesítve

$$\begin{aligned} x(t) &= \sum_{j=1}^{\infty} r^j [s(t - jT) - \alpha s(t - (j + 1)T)] = \\ &= \sum_{j=0}^{\infty} r^j s(t - jT) - \alpha \sum_{j=0}^{\infty} r^j s[t(j + 1)T] = \\ &= s(t) + r \sum_{j=1}^{\infty} r^{j-1} s(t - jT) - \alpha \sum_{j=1}^{\infty} r^{j-1} s(t - jT) = s(t) + (r - \alpha) \sum_{j=1}^{\infty} r^{j-1} s(t - jT), \end{aligned} \quad (12)$$

vagyis bevezetve a valódi és feltételezett reflexiók együtthatók különbségére a $\beta = r - \alpha$ jelölést, az $E(r)$ energiára valóban a (8) összefüggés adódik.

*

A levezetés itt közölt változata Zilahi Sebess Lászlótól származik.

IRODALOM

- CASSAND, J. – LAVERGNE, M., 1966: L'émission sismique par vibreurs. A "Le filtrage en sismique" kötetben, Publication de l'Institut Français du Pétrole, Paris Vol. I, pp. 211 – 234.
- LINDSEY, J., 1960: Elimination of seismic ghost reflections by means of a linear filter. Geophysics, Vol. XXV, pp. 130 – 140.
- MESKÓ A. – RÁDLER B., 1968: Modellszámítások alkalmazása a szeizmikus adatfeldolgozás és értelmezés előkészítésében. Magyar Geofizika, IX. 4 – 5.
- MORLET, J., 1967: Three stages in seismic data processing: analog, digital and logical methods. Abstract of paper presented at the 29th meeting of the European Association of Exploration Geophysicists Stockholm 7th – 9th June, 1967. Geophysical Prospecting, Vol. 15, No. 3 pp. 540 – 541.
- SHANKS, J. L., 1967: Recursion filters for digital processing. Geophysics, Vol. XXXII, No 1 pp. 33 – 51.

A JEL ÉS KOHERENS ZAJ NMO-JAI ELOSZLÁSÁNAK SZEREPE TÖBBSZATORNÁS SZEIZMIKUS OPTIMUMSZŰRŐK TERVEZÉSÉBEN

MESKÓ ATTILA – RÁDLER BÉLA

A. MESKÓ – B. RÁDLER

THE ROLE OF THE DISTRIBUTION OF THE NMO OF THE SIGNAL AND OF THE COHERENT NOISE IN THE DESIGN OF MULTICHANNEL SEISMIC OPTIMUM FILTERS

The paper discusses some problems of optimum filter design by applying the known matrix equation related to the multi channel optimum filter. The *OVS* optimum filter is presented in detail, but the train of thoughts outlined here may be applied to *OHS* and velocity filtering without essential change.

The basis of the working of the filter is the difference of the residual *NMO*-s of the signal and the noise. Besides the uniform distribution for the *NMO*, discussed in literature, other distributions are investigated as well.

The effect of filters designed in this way and of those known from literature are compared concerning their sensitivity against *NMO* errors, with model calculations.

A. МЕШКО – Б. РАДЛЕР

РОЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ПОПРАВК СИГНАЛОВ И КОГЕРЕНТНЫХ ШУМОВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МНОГОКАНАЛЬНЫХ ОПТИМАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ФИЛЬТРОВ

В работе рассматриваются некоторые проблемы разработки оптимальных фильтров с использованием известного матричного уравнения, действительного для многоканальных оптимальных фильтров. Более подробно анализируются фильтры для оптимального вертикального накопления, но излагаемые соображения могут использоваться без значительных изменений и применительно к оптимальному горизонтальному накоплению и к скоростной фильтрации.

В основе принципа работы фильтра лежит разность остаточных динамических поправок сигнала и шумов. Помимо равномерного распределения динамических поправок, известного из литературы, рассматриваются и другие варианты их распределения.

Эффективность разработанных таким образом фильтров и описанных в литературе фильтров, а также чувствительность их к погрешностям нормальных поправок, сопоставляются с результатами модельных исследований.

Bevezetés

A reflexió szeizmika az utóbbi években egyre finomabb és hatásosabb módszereket alkalmaz a jel/zaj arány növelésére. Ezek között szerepelnek a sebességszűrés, az optimum horizontális és optimum vertikális stacking (a továbbiakban rövidítve: az *OHS* és *OVS*; EMBREE – BURG – BACKUS, 1963., FAIL – GRAU, 1963, MAYNE, 1962, SCHNEIDER – LARNER – BURG – BACKUS, 1964, SCHNEIDER – PRINCE – GILES, 1965).

Megvalósításukat a digitális adatfeldolgozás tette lehetővé. A módszerek többé-kevésbé egymástól függetlenül fejlődtek. Célkitűzésük is különböző: a nagysebességű zaj, a többszörösök és a ghost minél tökéletesebb eltávolítása.

A látszólag kevés rokonságot mutató célkitűzések ellenére egységes tárgyalásuk is lehetséges. Mindegyik művelet többszűrűs szűrés, a szűrők tervezésének alapja pedig minden esetben a jel és a rendezett zaj reziduális normal moveout-jainak (továbbiakban: RNMO) különbsége. Utóbbi definícióját ld. például MAYNE, 1962.

Az OKGT Szeizmikus Kutatási Üzemében végzett tevékenységünk során – amelynek célja a digitális szeizmikus feldolgozás bizonyos programjainak és gazdaságos program-rendszereinek kidolgozása – a közelmúltban vált aktuálissá a többszűrűs szűrési műveletek vizsgálata és a programrendszerbe való beillesztése.

Jelen dolgozatban, a terjedelem szükségszerű korlátai miatt, részletesen a vertikális stacking módszert tárgyaljuk. Mielőtt azonban vizsgálataink ismertetésére rátérnénk, rövid történeti áttekintést adunk. Célszerűnek tartottuk ezt általánosabb alakban megfogalmazni.

Számításaink minden esetben szintetikus csatornákra vonatkoznak. Ennek előnyei és hátrányai egyaránt vannak. Előny, hogy a jel- és (rendezett és rendezetlen) zaj-spektrumok pontosan ismertek; a jel/zaj arányának javulása pontosan számítható és kapcsolatba hozható a szereplő paraméterekkel és függvényekkel. Hátrány, hogy a modellek a leggondosabb tervezésnél is csak megközelíthetik a tényleges, bonyolult szeizmikus szituációkat.

A módszerek kialakulásának és fejlődésének rövid összefoglalása

Bizonyos egyszerűsítésekkel, amelyeket a jobb áttekinthetőség érdekében alkalmazunk a módszerek fejlődésében a következő szakaszokat különböztethetjük meg:

1. Egyszerű stacking

A jel/zaj arányának javítására a megfelelő csatornák egyszerű összegzése szolgál. Szűrőket az összegzés előtt nem alkalmazunk. A módszerek közös alap gondolata az, hogy a jelek közel azonos fázisban összegeződnek, a zajok azonban nem. Emiatt az összegzés (stacking) a jel/zaj arányt növeli. A horizontális stackinget a többszűrűs, a vertikális stackinget a ghostok csökkentésére használják. A sebességszűrés stacking „őseinek” az RNP tekinthető, ahol egy-egy résállással készített összeg adott sebességsávot emel ki (részletesebb elemzés MESKÓ, 1967).

2. Stacking determinisztikus RNMO modell szerint tervezett optimumszűrőkkel

Az összegzés előtt az egyes csatornákat megfelelő optimumszűrőkkel alakítják át. A szűrők tervezésében a jelek (valódi reflexiók) és az eltávolítandó rendezett zaj (többszűrűs vagy ghostok) RNMO-i közötti különbségek pontos ismeretét tételezzük fel (SCHNEIDER et al., 1964). A horizontális illetve vertikális stacking módszernél – ha az időkorrekciókat helyesen végeztük – a jelek RNMO különbsége az egyes csatornák között zérus: $T_{ij}^S = 0$. Az egyes

csatornákon a rendezett zaj jelentkezései közötti RNMO különbségek a T_{ij}^N értékek, amelyek a sebességadatokból számíthatók és a zérustól különböznek.

A sebességszűrésnél ezek az adatok úgy módosulnak, hogy a jel RNMO-ja nem nagyobb egy adott felső határnál, az összes többi, ennél nagyobb RNMO-val érkező beérkezést zajnak tekintjük.

3. Stacking statisztikus RNMO modell szerint tervezett optimumszűrőkkel

Az összegzés előtt a csatornákat szintén optimumszűrőkkel alakítjuk át. A jelek és a koherens zajok RNMO-i közötti különbségeket azonban most nem egyetlen értékkel jellemezzük. Azt adjuk meg, hogy a jelek és rendezetlen zajok RNMO-i milyen intervallumokba eshetnek. Az intervallum hosszára és a beérkezések intervallumbeli eloszlására vonatkozóan valamilyen feltételezéssel élünk. A $T_{ij}^S = 0$ érték helyét az i -edik csatornára vonatkozóan a $\pm \Delta T_{ij}^S$ intervallum, a T_{ij}^N helyét a $T_{ij}^N - \Delta T_{ij}^N$, $T_{ij}^N + \Delta T_{ij}^N$ intervallum veszi át. Az intervallumon belül a szakirodalomban eddig mindig egyenletes valószínűség sűrűségfüggvényt alkalmaztak (SCHNEIDER et. al., 1965). Eszerint a kijelölt intervallum bármely helyére azonos, az intervallumon kívülre zérus valószínűséggel esik beérkezés.

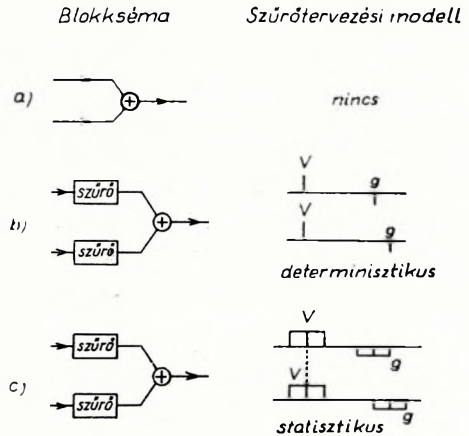
A szemléletbeli fejlődést az illusztratív példának választott OVS módszernél az 1. ábra szemlélteti.

A $b)$ és $c)$ modellek okvetlenül jobban megfelelnek a célnak, mint az $a)$. A szűrők alkalmazása ezenkívül – különösen az OHS-nél – a felvételezést is egyszerűbbé és gazdaságosabbá teszi. A 9- illetve 12-szeres fedés helyett elegendő a 3-szoros fedés alkalmazása.

A $b)$ modell jelentős jel/zaj arány javulást szolgáltat, ha a tényleges és a tervezett RNMO különbségek megegyeznek. Ha a tényleges RNMO különbségek a tervezettől eltérnek, a jel/zaj arány javulása csökken.

A $c)$ megközelítés modelljében a jel/zaj arány javulása várhatóan hosszabb RNMO tartományon megfelelő. A maximális jel/zaj arány növelése azonban kisebb, mint a $b)$ modell legkedvezőbb esetében (amikor a tervezett RNMO = tényleges RNMO).

A statisztikus modell nyilván kompromisszumos megoldás. A maximális jel/zaj arány javulása kisebb, de ha a tervezett RNMO eltér a ténylegestől, akkor a romlás kisebb, mint a determinisztikus modellnél. Ha azonban a kijelölt intervallum „széleinek” megfelelő beérkezés nagyon kis valószínűségű, a maximális növekedésből feleslegesen pazaroltunk el egy részt. Hiszen a kis



1. ábra. A sebességszűrés és stacking módszerek fejlődésének blokkésémája

Fig. 1 Block diagram of the development of velocity filtering and stacking methods

Фиг. 1. Схема развития методов скоростной фильтрации и накопления

valószínűség miatt ritka eset az, amikor a maximális jel/zaj arány növelésértékének rovására a „szélek erősítéséből” tényleges hasznunk van. Kérdéses az is, hogy a statisztikus modell valóban jelentősen kiszélesíti-e a jel/zaj arány változását leíró görbét.

A statisztikus modell továbbfejlesztése: a jel/zaj arány, mint a rendezett zaj tényleges RNMO-jának függvénye

Világos, hogy a *b*) modell a *c*) speciális esetének tekinthető, amelyben $\Delta T_i^S \rightarrow 0$ és $T_i^N \rightarrow 0$, tehát az intervallum egyetlen ponttá zsugorodik. A sűrűségfüggvény négyzet alakú függvényből Dirac- δ -vá lesz. Világos, hogy a szűrő átviteli függvénye a felvett valószínűség sűrűségfüggvény alakjától is függ. Minden felvett sűrűségfüggvényhez meghatározhatók az optimumszűrők. Általánosan a

$$\sum_{j=1}^n [\overline{S_{ij}(f)} + \overline{N_{ij}(f)}] Y_j(f) = \overline{S_{i0}(f)} \quad (1)$$

($i = 1, 2, \dots, n$)

egyenletrendszerrel kell megoldani, amelyben

$S_{ij}(f)$ és $N_{ij}(f)$	az <i>i</i> -edik, illetve <i>j</i> -edik csatornán levő jelek és zajok keresztspéktruma;
$Y_j(f)$	a <i>j</i> -edik csatornára alkalmazott optimumszűrő átviteli függvénye;
$S_{i0}(f)$	a kívánt kimenet és az <i>i</i> -edik csatornán levő jel keresztspéktruma; a felülvonás a komplex konjugált képzését jelenti.

Tételezzük fel, hogy a jel és a rendezett zaj (többszörös vagy ghost) minden csatornán azonos alakú és autokorrelációs függvénye: $\varphi_{SS}(t)$ illetve $\varphi_{mm}(t)$; továbbá a rendezetlen zaj autokorrelációs függvénye bármely csatornából számítva: $\varphi_{rr}(t)$; végül, hogy a zajok *i* és *j* csatornákra vonatkozó eloszlásai függetlenek. A keresztspéktrumok közötti eltéréseket tehát csak a jel és a rendezett zaj beérkezési idői közötti eltérések hozzák létre. Tételezzük fel, hogy a várt jel autokorrelációs függvénye is: $\varphi_{SS}(t)$. Beérkezési időpillanata határozza meg az időorigót (ettől az időpillanattól mérjük a többi csatornák RNMO-it, azaz a T_{ij}^N , ΔT_i^S , ΔT_i^N stb. értékeket).

Ezekkel a feltevésekkel;

$$S_{ij}(f) = \Phi_{SS}(f)P(f, \Delta T_i^S)P(f, \Delta T_j^S) \quad (2)$$

$$S_{ii}(f) = \Phi_{SS}(f) \quad (3)$$

$$N_{ij}(f) = \Phi_{mm}(f)P(f, \Delta T_i^N, T_{ij}^N)P(f, \Delta T_j^N, T_{ij}^N) \quad (4)$$

$$N_{ii}(f) = \Phi_{mm}(f) + \Phi_{rr}(f) \quad (5)$$

$$S_{i0}(f) = \Phi_{SS}(f)P(f, T_i^S) \quad (6)$$

A $P(f, \Delta T_i^S)$, $P(f, \Delta T_i^N)$ stb. függvények a használt valószínűségi sűrűség-függvény, a $\Phi_{SS}(f)$, $\Phi_{mm}(f)$ stb. függvények a $\varphi_{SS}(t)$, $\varphi_{mm}(t)$ stb. autokorrelációs függvények Fourier transzformáltjai. A sűrűségfüggvény Fourier transzformáltjai paraméterként tartalmazzák a ΔT_i^S , ΔT_i^N és az *RNMO* értékeket. Adott sűrűségfüggvényekkel számíthatók a (2)–(6) spektrumok, majd ezekből az (1) egyenletrendszer segítségével meghatározhatók az átviteli függvények. A súlyfüggvényeket inverz Fourier transzformációval kapjuk (a levezetés részleteit ld. SCHNEIDER – PRINCE – GILES, 1965 Appendix).

A számított súlyfüggvényeket szintetikus csatornára alkalmazva megállapítható a jel/zaj arányának javulása. A szintetikus csatornákon különböző tényleges *RNMO* értékeket használva vizsgálhatjuk a jel/zaj arány változását, mint a tényleges T_{ij}^N függvényét. A vizsgálatokban – amelyek a kétszatornás stacking-re vonatkoztak – a T_{12}^S értékét rögzítettük: $T_{12}^S = 0$ msec. A tervezett $T_{12}^N = 10$ msec. A tényleges T_{12}^N értékét a tervezett érték környezetébe eső értékeken változtattuk, 0 msec és 20 msec között.

A következő sűrűségfüggvényekkel végzett vizsgálatok eredményeit mutatjuk be;

Dirac- δ (amely a determinisztikus modellnek felel meg),
egyenletes (a szakirodalomban ismertett modell),
az intervallum határai felé lineárisan csökkenő és a normális (Gauss) eloszláshoz tartozó sűrűségfüggvény (várható értéke az intervallum közép-pontja).

A két utóbbi az irodalomban ismertett statisztikus modell továbbfejlesztésének tekinthető.

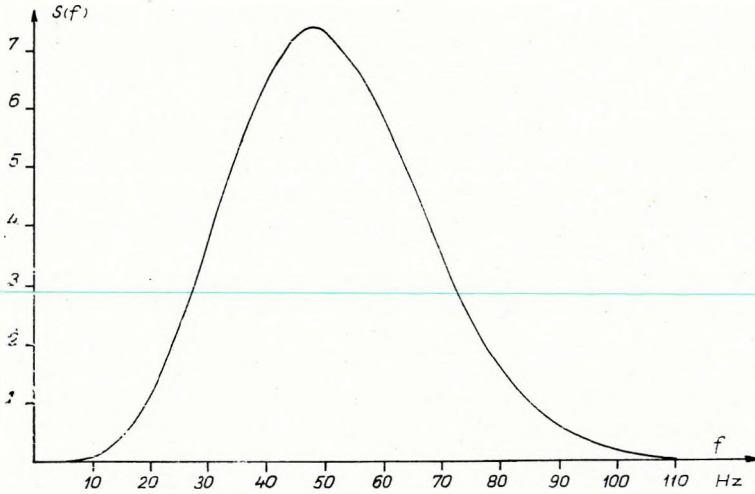
Megjegyezzük, hogy a jel/zaj arány javulása, mint a rendezett zaj tényleges *RNMO*-jának függvénye, önmagában is vizsgálatra érdemes. Bármelyik modellt is használjuk később, a dinamikus és statikus korrekciók hibáinak hatása, a jel/zaj arány javulására érdekes és lényeges ismeret, amelyet hasznosan alkalmazhatunk mind a művelet tervezésében, mind az eredmények értelmezésében.

A modellszámítások eredményeit a 3. – 6. ábrákon mutatjuk be.

A jel/zaj arány alakulását a jel (valódi reflexió) és a rendezett zaj (itt ghost) spektruma is befolyásolja. Mindkettőt a 2. ábrán bemutatott alakúnak vettük fel. Ez közelítés, hiszen a ghost spektruma elvileg eltér a jelétől. Nincs természetesen akadálya annak, hogy az (1)–(6) egyenletek olyan megoldásait számítsuk, amelyekben a ghost spektruma valóban különbözik a jelétől. A jel/zaj arány alakulására kapott és bemutatott eredmények azonban így is kifejezőek; a különbséget igen sok esetben elhanyagolhatjuk. A rendezetlen zaj a modellszámításokban fehérspektrumú, teljesítménye a jel-teljesítmény 10%-a.

Az ábrákból kitűnik, hogy a jel/zaj arány alakulása a legkedvezőtlenebb a négyszög alakú sűrűségfüggvény használatánál. A maximális jel/zaj arány javulása – a $T_{12}^N = 10$ ms-re vonatkozó javulás – a determinisztikus modellhez képest jelentősen csökkent, az S/N arány változását leíró görbe pedig számottevően nem „szélesedett”. Kedvezőbb eredményeket szolgáltatnak a háromszög alakú és a Gauss-eloszlásnak megfelelő sűrűségfüggvények.

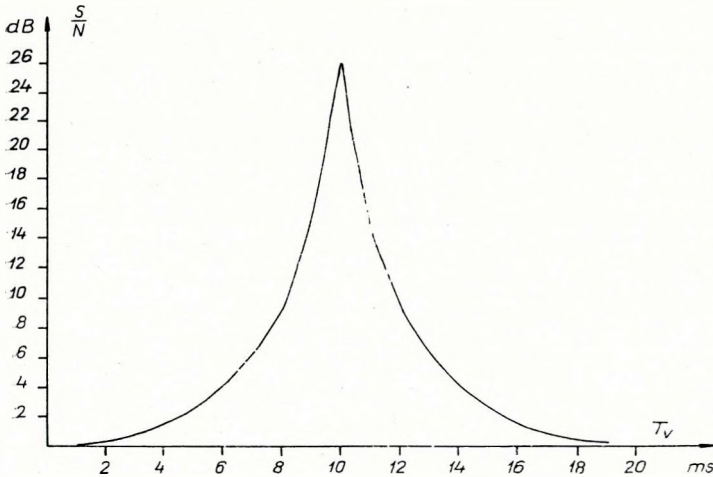
Az ábrákból látszik, hogy milyen határok alá kell leszorítani a statikus és dinamikus hibákat, hogy a jel/zaj arány növekedése ne romolják egy adott határ alá. Az eltérés, a tervezett és tényleges *RNMO* érték között, valószínűségi



2. ábra. Kísérleti számításokban használt wavelet spektruma

Fig. 2 Spectrum of the wavelet used in experimental computations

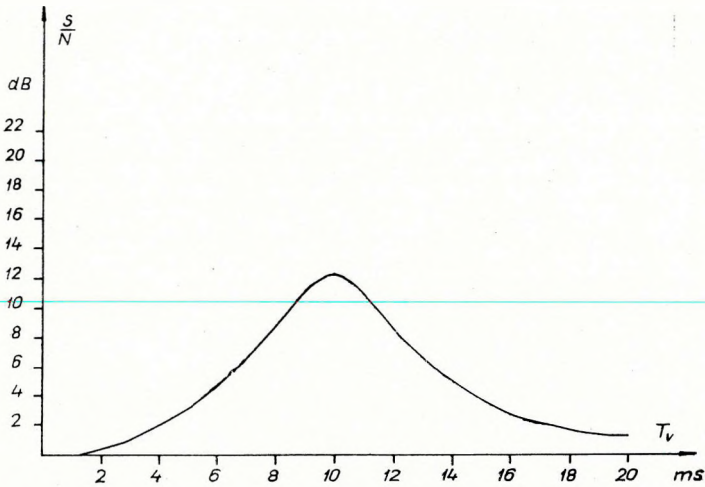
Фиг. 2. Спектр волн, применявшихся для экспериментальных расчетов



3. ábra. Jel/zaj arány, mint a tényleges T_{12}^N függvénye (determinisztikus modell)

Fig. 3 Signal-to-noise ratio, vs. the actual T_{12}^N (deterministic model)

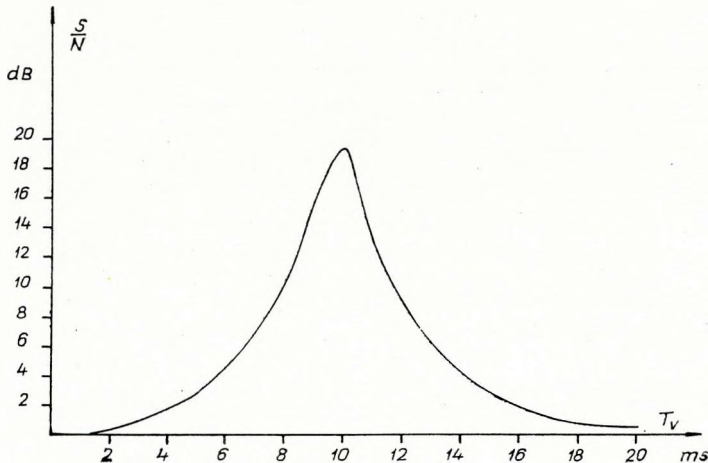
Фиг. 3. Отношение сигнал/ушм, как функция фактического T_{12}^N (детерминистическая модель)



4. ábra. Jel/zaj arány, mint a tényleges T_{12}^N függvénye (statisztikus modell, egyenletes eloszlás sűrűség-függvénye)

Fig. 4 Signal-to-noise ratio, vs. the actual T_{12}^N (statistical model, probability density function of a uniform distribution)

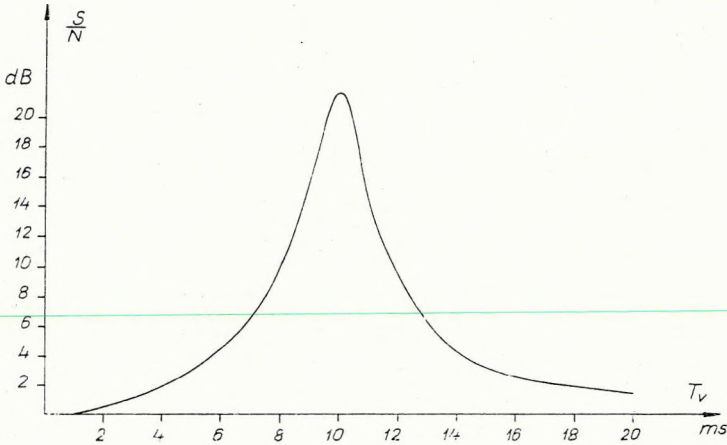
Фиг. 4. Отношение сигнал/шум, как функция фактического T_{12}^N (статистическая модель, функция плотности для равномерного распределения)



5. ábra. Jel/zaj arány, mint a tényleges T_{12}^N függvénye (statisztikus modell, háromszög-alakú sűrűség-függvény)

Fig. 5 Signal-to-noise ratio, vs. the actual T_{12}^N (statistical model, triangular probability density function)

Фиг. 5. Отношение сигнал/шум, как функция фактического T_{12}^N (статистическая модель, треугольная функция плотности)



6. ábra. Jel/zaj arány, mint a tényleges T_{12}^N függvénye (statistikus modell, normális eloszlás sűrűség-függvénye)

Fig. 6 Signal-to-noise ratio vs. the actual T_{12}^N (statistical model, probability density function of a normal distribution)

Фиг. 6. Отношение сигнал/шум, функция фактического T_{12}^N (статистическая модель, функция плотности для нормального распределения)

változó. Emiatt a jel/zaj arány növekedése is, — amely a különbség függvényének is felfogható — szintén valószínűségi változó és nem adható meg pontosan, hogy egy-egy sűrűségfüggvénnyel milyen jel/zaj arány növelés érhető el. A jel/zaj arány növelésének várható értéke csak akkor volna számítható, ha ismernénk a beérkezések *RNMO* hibáinak tényleges eloszlását. Az átlagosan legjobb (vagy várható értékben legjobb) eredményeket akkor kapjuk, ha a felvett sűrűségfüggvény a beérkezések tényleges eloszlását tükrözi. Azonban a tényleges viszonyokhoz mindenesetre közelebb áll egy olyan függvény, amely a szakirodalomban eddig ismertett két szélesőséges eset között áll. Joggal feltekezhethetjük, hogy a hiba eloszlása nem egyenletes, nagyobb számítási vagy korrekciós hibának kisebb a valószínűsége. Az alkalmazandó sűrűségfüggvénynek olyannak kell lennie, amely a $T_{ij}^S = 0$ környezetében, illetve a T_{ij}^N tervezett helyen maximális értékű, a $(-\Delta T_{ij}^S, +\Delta T_{ij}^S)$, $(T_{ij}^N - \Delta T_{ij}^N, T_{ij}^N + \Delta T_{ij}^N)$ intervallum határokra pedig zérus vagy közel zérus. Továbbá a centrális határeloszlástételre hivatkozva, a mérési hibákról (ha azok sok rendezetlen „elemi” hiba összegeként adódnak) feltekezhethetjük, hogy normális (Gauss) eloszlásúak. Ennek az esetnek felel meg az utolsó sűrűségfüggvény. A jel/zaj arány alakulása is kedvezőnek mutatkozik a modellel végzett számításokban (6. ábra). Remélhetjük, hogy ez a modell átlagosan kedvezőbb átvitelt biztosít, mintegy egyesíti a determinisztikus és statisztikus modellek előnyeit.

IRODALOM

- EMBREE, P. – BURG, J. – BACKUS, M., 1963: Wide band velocity filtering. The pie-slice process. *Geophysics*, Vol. 28.
- FAIL, M. D. – GRAU, G., 1963: Le filters en eventail. *Geophysical Prospecting* Vol. 11. No 2.
- KASZÁS M. – KORVIN G. – SÁGHY, Gy., 1968: Tanulmányúti jelentés. OKGT Szeizmikus Kutatási Üzem és ELGI Adattára.
- MAYNE, H. W., 1962: Common reflection point horizontal data stacking techniques. *Geophysics*, Vol. 27.
- MESKÓ A., 1967: A sebességszűrés matematikai alapjai, digitális megvalósítása és közelítésének lehetőségei. *Magyar Geofizika*, Vol. 9. 1. szám.
- MESKÓ A. – RÁDLER B., 1968.: Modellszámítások alkalmazása a digitális szeizmikus kiértékelésben. *Magyar Geofizika*, Vol. 10.
- SCHNEIDER, W. A. – LARNER, L. K. – BURG, J. – BACKUS, M., 1964: A new data processing technique for the elimination of ghost arrivals on reflection seismograms. *Geophysics*, Vol. 29.
- SCHNEIDER, W. A. – PRINCE, jun. F. R. GILES, B. F., 1965: A new data processing technique for multiple attenuation exploiting differential normal moveout. *Geophysics*, Vol. 30.

GEOLOGISCHE VERWENDUNGEN DER PALÄOMAGNETISCHEN FORSCHUNGEN IN UNGARN

P. MÁRTON — E. SZALAY

MÁRTON PÉTER — SZALAY EMŐ

A HAZAI PALEOMÁGNESES KUTATÁSOK FÖLDTANI ALKALMAZÁSAI

A szerzők hazai példákon mutatják be a paleomágneses módszer néhány földtani alkalmazását: sztratigráfiai korrelációt, tektonikai mozgások indikálását, mágneses hatók analizisét.

Mátraí ismert kőzetek alapján elkészítették a középső miocénre a paleomágneses sztratigráfiai alapskálát, amely alkalmas hasonló korú, csak közelítőleg ismert földtani helyzetű képződmények besorolására. Ez a skála mind regionális, mind planetáris szempontból korrelálható az eddigi középső miocén paleomágneses szintekkel.

A tektonikai alkalmazásra példa a Mátra földtani módszerekkel megállapított délies irányú billenésének paleomágneses bizonyítéka és a mecseki andezit helyi tektonikai mozgásának indikálása.

A módszer egyik hitelességi paraméterének tekinthető a Königsberger viszonyszám (Q). A természetes remanens mágnesezettség irányának ismerete felhasználható a mágneses hatók analizisére. A szerzők ismertetik a hazai magmás kőzetekre vonatkozó értékeket.

П. МАРТОН — Э. САЛАЙ

О ПРИМЕНЕНИИ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ В ВЕНГРИИ

На практических примерах представляются некоторые области применения палеомагнитного метода для геологических целей: для стратиграфической корреляции, для выявления тектонических движений и для анализа возмущающих тел, вызывающих магнитные аномалии.

По данным о горных породах горы Матра с известным положением, была составлена основная палеомагнитная стратиграфическая шкала для среднего миоцена, применяемая для классификации приблизительно одновозрастных горных пород с лишь приближенно известным геологическим положением. Данная шкала увязывается, как в региональном, так и в планетарном масштабах, с известными палеомагнитными горизонтами среднего миоцена.

Примером тектонического применения рассматриваемого метода является палеомагнитное подтверждение опрокидывания горы Матра в южных направлениях, а также выявление местного тектонического движения Мечекских андезитов.

Одним из показателей достоверности метода считается значение коэффициента Кэнигсбергера (Q). Направление истинной остаточной намагниченности позволяет анализировать магнитные возмущающие тела. Излагаются данные о магматических породах Венгрии.

Die Ergebnisse der paläomagnetischen Methode beziehen sich in erster Reihe auf den Erdmagnetismus und dienen zur Aufklärung des einstigen erdmagnetischen Feldes. Die paläomagnetischen Daten bieten sich von selbst aber eben auf Grund ihrer Gleichstimmigkeit oder gerade ihrer Abweichungen auch zur geologischen und geophysikalischen Verwendung an. Die Studie stellt einige geologische Verwendungen der Methode auf Grund der einheimischen Untersuchungen dar.

Stratigraphische Korrelation

Eine stratigraphische Korrelation mittels der paläomagnetischen Methode kann auf Grund der entsprechenden Pollagen oder der paläomagnetischen Zonen verwirklicht werden. Die Methode wird auf den parallelisierten Vulkaniten des Mátra-, bzw. Cserhát-Gebirge dargestellt.

Die Lösung der direkten Aufgabe, die Bestimmung des Wechsels der paläomagnetischen Zonen wurde auf Grund der Gesteine, von bekanntem Alter, des Mátra-Gebirges vollführt (Tabelle I.). Für den oberen Teil der helvetischen

Tabelle I.

Stufe	MÁTRA		Paläomagnetische Zone			CSERHÁT
			Polarität		Polarität	
Sarmat	OBERER ANDESIT		+		N	
TORTON	MITTLERER ANDESIT	MIKROANDESIT	-	R	-	ZSUNY
		HÖHLIGER ANDESIT	-		-	KISGÉC
		AMAFIT-ANDESIT			-	BARÁTHEGY
		ANDESIT VON AUGITISCHEM GRUNDSTOFF			-	SZANDA-HEGY
		BRONZITISCHER PYROXENANDESIT ...	-		-	BERCELI-HEGY
		HYPERSTENANDESIT ..	+	N		
Helvet	UNTERER ANDESIT		-	R		

Stufe — für den unteren Andesit-Horizont des Mátra-Gebirges — ergibt sich eine negative Polarität. Der aus lokalen Ausbrüchen stammende untere Horizont des mittleren Torton-Andesits hat eine positive, seine allgemeiner verbreiteten oberen Horizonte dagegen eine negative Polarität. Schliesslich verknüpft sich an den oberen Andesithorizont wieder eine positive Polarität.

Wenn man diesen Polaritätswechsel mit den Ergebnissen der zu uns am nächsten liegenden und genetisch mit dem Vulkanismus des nordöstlichen Zentralgebirges zusammenhängenden magmatischen Formationen (Slowakei) und auch mit den aus grösseren Entfernungen (Japan, Neuseeland) stammenden Angaben vergleicht, findet man im allgemeinen eine Übereinstimmung. Genauer gesagt: im unteren Teil der tortonischen Stufe kann auch eine Zone (oder Ereignis) von positiver Polarität festgestellt werden; andererseits ist aber der in der Mátra noch in die tortonische Stufe eingeordnete obere Andesit wegen

seiner positiven Polarität in den unteren Teil des Sarmatischen zu setzen. (Diese letztere Feststellung fusst auf einer Korrelation von planetaren Ausmassen der paläomagnetischen Resultaten. Auf Grund von paläomagnetischen Untersuchungen in der Slowakei, in Japan und in Neuseeland ereignete sich nämlich am Ende der tortonischen Stufe ein revers-normaler Zonenwechsel. Die in diesem Sinne festgestellte Torton – Sarmat Grenze ist ein paläomagnetischer Vorschlag; zu ihrer endgültigen Annehmung sind noch weitere Untersuchungen notwendig). Des weiteren kann dieses paläomagnetische Schema für eine genauere Einordnung der vulkanischen Formationen von ähnlichem Alter benützt werden (Tabelle I.).

Als Anwendungsbeispiel sei die Korrelation der vulkanischen Gesteine vom Mátra und Cserhát betrachtet. Die vulkanischen Formationen der Cserhát sind auf Grund der geologischen Beweise aus dem tortonischen Zeitalter; die Auffassungen für ihre genauere Einordnung sind nicht einheitlich. Die paläomagnetischen Messergebnisse zeigen, dass die Lavadecken und Gänge von Cserhát zur Zone der negativen Polarität des Torton gehören. Dies bedeutet, in Anbetracht auch auf die genetische Verbindung der zwei Gebirge, dass der Vulkanismus des Cserhát-Gebirges von dem bronzitischen Pyroxenandesithorizont bis zum Ende des Mikroandesit-Ausgusses dauerte.

Indikation von tektonischen Bewegungen

Tektonische Bewegungen zeigen sich in der Deviation der paläomagnetischen Polen von dem auf die gegebene Zeitspanne bezüglichen mittleren Pol.

Die Koordinaten des mittleren paläomagnetischen Poles der Mátra sind $\Phi_M = 71^\circ$, $A_M = 187,8^\circ$. Die Lage des mittleren paläomagnetischen Pols von Europa wird mit den Koordinaten $\Phi_E = 85^\circ$, $A_E = 232^\circ$ charakterisiert (IRVING, 1964).

Die Komponenten der mittleren paläomagnetischen Richtung der Mátra sind in dem jetzigen Koordinatensystem (!) $D = 4,6^\circ$, $I = 47,7^\circ$. Aus den Koordinaten des europäischen paläomagnetischen Pols können die Werte $D = 356,3^\circ$, $I = 62,4^\circ$ der ehemaligen Deklination und Inklination am Ort der Mátra bestimmt werden. Aus der Deviation der ehemaligen und der gegenwärtigen paläomagnetischen Richtungen kann man auf die Bewegung des ganzen Mátrakomplexes schliessen. Wie wir auch aus der ersten Abbildung sehen können, kann die ehemalige paläomagnetische Richtung um eine beinahe ost-westliche horizontale Achse mit einer Kippung von 16° in die Gegenwärtige gebracht werden: das heisst, die Azimut- und Fallwinkel $200,5^\circ/16^\circ$ geben die Fallrichtung der ganzen vulkanischen Formation an. Dieses Ergebnis ist der paläomagnetische Beweis der südlichen Kippung der Mátra, was von E. SZÁDECZKY – KARDOSS (1959) festgestellt wurde.

In unseren Untersuchungen im Mecsek-Gebirge gab der Andesit von Komló in jetzigem Koordinatensystem eine paläomagnetische Richtung von $D = 82,4^\circ$, $I = 61,8^\circ$. Bezüglich des Zeitalters der Entstehung des Gesteins gibt es verschiedene Meinungen, darum haben wir die mittleren paläomagnetischen Richtungen aus den von IRVING gegebenen europäischen paläomagnetische

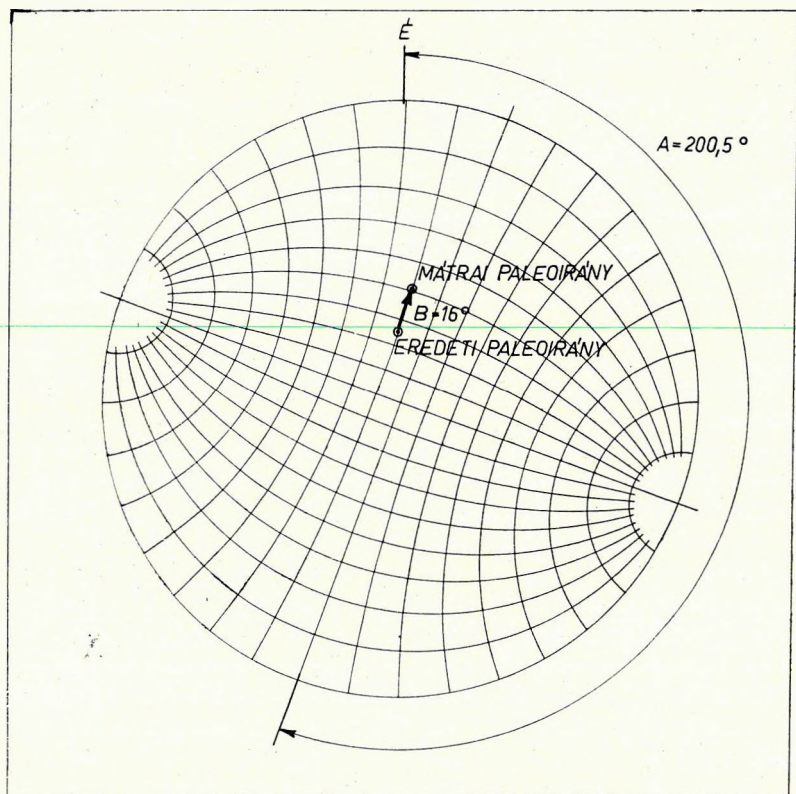


Abb. 1. Die ursprüngliche paläomagnetische Richtung des Mátra-Gebirges hat ihre gegenwärtige Lage durch eine Kippung um $285,5/16^\circ$ eingenommen

1. ábra. A mátrai eredeti paleomágneses iránya $205,5/16^\circ$ -os billenéssel került a jelenlegi helyzetébe

Fig. 1. Первоначальное палеомагнитное направление горы Матра заняло свое теперешнее положение после опрокидывания горы на $285,5/16^\circ$

Pollagen im Bezug auf den Andesit von Komló für zwei Zeitalter berechnet; für das Paleogen $D = 11,9^\circ$, $I = 54,2^\circ$, für das Neogen $D = 357,0^\circ$, $I = 58,5^\circ$.

Eine Erklärung der Deviation der gemessenen und berechneten Richtungen ist auch bei der Annahme eines zentrischen axialen Dipolfeldes nicht naheliegend. Mit Rücksicht darauf, dass der Komlóer Andesit das Ergebnis eines einzigen Ausbruches ist, trägt er die momentanen Charakterzüge des ehemaligen magnetischen Feldes und eben darum kann er sich auch mit einer von der mittleren abweichenden Richtung zeigen. Aus den paläomagnetischen Daten ist es im jetzigen Stadium nicht zu entscheiden, wieviel aus der Deviation von der mittleren paläorichtung den örtlichen, nur den Andesitkörper und seine Umgebung treffenden Bewegungen und wieviel den die fernere Umge-

bung, eventuell das ganze Mecsek-Gebirge berührenden Bewegungen zuzuschreiben ist.

Aus geometrischem Standpunkt sind – von den möglichen Lösungen – die einfachsten Bewegungen durch die Kippungen um die horizontale Achse mit Fallrichtung $313^\circ/42^\circ$ (oberes Tertiär), bzw. $326,5^\circ/39^\circ$ (unteres Tertiär;), oder durch die Drehungen um die unter Vernachlässigung der Inklinationsdifferenzen erhaltene vertikale Achse $\psi = 85,4^\circ$ (oberes Tertiär), bzw. $\psi = 70,5^\circ$ (unteres Tertiär) vertreten.

Königsberger Relationszahlen

In der paläomagnetischen Methode können die erdmagnetischen Störkörper unmittelbar nach einer simultanen Bestimmung der als Konfidenz-Parameter betrachteten Königsberger Relationszahl (Q_n) – Quotient des natürlichen remanenten und der induzierten Magnetisierung – und der Richtung der remanenten Magnetisierung analysiert werden. In der Tabelle II sind von

Tabelle II.

PROBEENTNAHMESTELLEN		\overline{Q}_n	δ	δ/\overline{Q}_n	NRM- RICHTUNG
MÁTRA	ÁGASVÁR PYROXENANDESIT	5,8	4,3	0,84	–
	CSÖRGÖLYUK „	0,6	0,1	0,17	?
	CSÓKAKÓ „	4,7	2,7	0,55	+
	MÁTRAKERESZTES „	0,5	0,28	0,56	?
	KÉKESTETŐ „	0,3	0,14	0,48	?
	NYESETTVÁR „	0,7	0,4	0,57	?
	RUDOLFTANYA „	0,79	0,4	0,44	+
	SZURDOKPÜSPÖKI „	0,2	0,1	0,50	?
	NAGYBÁTONY „	0,5	0,23	0,46	?
	LAHÓCAHEGY AMFIBOLANDESIT	1,1	0,36	0,33	–
GYÖNGYÖSSOLYMOZI KISHEGY RHYOLIT	3,6	2,8	0,78	+	
CSERHÁT	BERCELI-HEGY PYROXENANDESIT	3,3	1,4	0,42	–
	SZANDA-HEGY „	6,6	2,4	0,36	–
	BARÁTHEGY „	0,7	0,4	0,57	?
	KISGÉC „	1,4	1,3	0,93	?
	ZSUNY „	1,3	0,1	0,07	–

unseren Messresultaten die Q_n und NRM Richtungsangaben für die aus der Mátra und der Cserhát stammenden vulkanischen Gesteine zusammengefasst. Im Falle $Q_n \geq 1$ (unzersetzte Gesteine) ist die NRM Richtung im allgemeinen bestimmt, während bei $Q_n < 1$ (zersetzte Gesteine) die Richtung der remanenten Magnetisierung grosse Streuung zeigt oder überhaupt unbestimmt ist. Aus dem Standpunkt der Störkörperrechnung wäre es ideal, wenn ein Horizont mit gegebener magnetischer Polarität, dessen Verbreitung auf einem geologisch grösserem Gebiet angenommen werden kann, immer mit identischen Q_n sich

zeigen würde. In diesem Fall, bei Bestimmung der Q_n und der NRM Richtung des Gesteines, an einem Ort, könnten die so erhaltenen Daten in der Verbreitzungszone des Gesteins überall angewendet werden. Praktisch ist aber die Lage eine solche, dass die Q_n -Werte auch längs einer einzigen Formation grosse Änderungen aufweisen (δ/Q_n -Kolumne der Tabelle II).

LITERATUR

- MÁRTON P.—SZALAY E.: Áttekintő paleomágnese vizsgálatok Mátra-hegységi andeziteken. Földtani Közlöny (sajtó alatt).
- MÁRTON, P.—M. SZALAY E. (1968.): Cserhát-hegységi andezitek áttekintő paleomágnese vizsgálata. Magyar Geofizika IX. 6.
- SZÁDECZKY—KARDOSS E.: et. al. 1959.: A Mátra-hegység neogén vulkanizmusa. MTA Geokémiai Konferencia. Budapest.
- IRVING, E. 1964.: Palaeomagnetism. John Wiley, New York (London) Sydney.

FÖLDMÁGNESES ÉS GRAVITÁCIÓS ÉRTELMEZÉSI PROBLÉMÁK A NYÍRSÉGBEN

BAGI RÓBERT – HOFFER EGÖN

R. BAGI – E. HOFFER

The complicated and geophysically unfavourable geological structure of the Nyírség raises many problems for the interpretation of both the geomagnetic and the gravimetric data. By the authors, the utilizability of terrestrial and aeromagnetic profiling, further of the data of aeromagnetic areal surveys, and the reliability of different magnetic mass-determinations are investigated. Also the secondary processing of the Bouguer-anomalies, mainly the problem of the high-density horizon calculated from analytical downward-continuations, further some other gravimetric mass-determinations, are discussed.

Comparing the gravimetric and magnetic results, the authors make some critical investigations in connection with the position and separation of volcanites in the basin floor and in the sediments. They present maps of the high-density horizon and of the magnetic disturbing masses, and illustrate, along a few profiles, the assumable geological structure.

Р. БАГИ – Э. ХОФФЕР

О ПРОБЛЕМАХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ И МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК В СВ-ВЕНГРИИ (РАЙОН „НИРШЕГ”)

Сложное и неблагоприятное в геофизическом отношении строение района Ниршег вызывает ряд затруднений при интерпретации как магнитометрических, так и гравиметрических данных. Авторами обсуждаются возможности применения результатов профильных наземных и аэромагнитных исследований, а также площадной аэромагнитной съемки, а также надежность различных методов определения глубины возмущающих масс. Рассматриваются вопросы о вторичной обработке аномалий Буге, в частности, проблемы горизонта, характеризующегося высокими значениями плотности и выделяющегося в результате аналитического продолжения поля в нижнее полупространство, а также вопросы о прочих способах определения возмущающих масс.

Путем сопоставления результатов гравиметрических и магнитометрических исследований критическому обсуждению подвергаются вопросы о положении и выделении вулканитов, залегающих в основании бассейна и выполняющих бассейн. Представляются карты возмущающих масс, вызывающих магнитные аномалии и горизонта с высокой плотностью, причем по некоторым профилям анализируется возможное геологическое строение района.

A Nyírség bonyolult és geofizikai szempontból kedvezőtlen földtani felépítése sok problémát állít mind a földmágneses, mind a gravitációs értelmezés elé. Az áttekintő jellegű földmágneses és a ritka hálózatú Eötvös-inga mérésekből szerkesztett anomáliakép nem felelt meg a korszerű interpretáció követelményeinek. Ezért 1966-ban néhány szelvény mentén, több repülési magasságban légimágneses méréseket, 1967-ben pedig a területi légimágneses felvételt, valamint átlagosan 1,5 állomás/km² pontsűrűséggel graviméteres méréseket végeztünk.

A graviméteres újramérésből származó Bouguer anomáliatérképén a maximumok tetőértékei általában 2–3 mgallal megnövekedtek az Eötvös-inga mérésekből számított anomália-maximumokhoz viszonyítva.

A terület Bouguer anomáliatérképén határozottan jelentkezik a debreceni, hajdúhadházi, nyírmártonfalvi és nyírlugosi gravitációs maximum. A regionális anomáliatérkép az előzőekben említett maximumokat emeli ki. A középérték-eljárással számított maradékanomália, valamint az Elkins módszerével számított magasabb derivált térkép, kisebb kiemelkedéseket mutat Nyírbogát, Szakoly, Geszteréd, Nyírábrány helységek mellett is.

Különböző mélységekre meghatározott analitikus anomáliákból, a mélyfúrások adatait felhasználva, mélységet számítottunk oly módon, hogy a számított mélységeket a fúrásokból ismert neogén medencealjzathoz igyekeztünk rendelni. A kontrollpontnak választott fúrásoknál, a gravitációs interpretáció lehetőségeihez mérten, aránylag jó egyezést kaptunk a fúrásokból ismert és a számított mélységértékek között (-2% -tól $+11\%$ -ig). A mélységszámítást $0,2 \text{ g/cm}^3$ feltételezett sűrűségkoefficienssel végeztük. Az így számított mélységértékekből megszerkesztettük a nagysűrűségű gravitációs szint mélység-térképét (1. ábra). Ez a mélységtérkép bizonyítottan csak a fúrások környezetében egyezik néhány százalék pontossággal a neogén medence aljzatával, más részeken nincs kontroll mélységünk. A mélységtérképen is jelentkeznek az előzőekben említett kisebb relatív kiemelkedések (Nyírbogát, Szakoly, Geszteréd, Nyírábrány).

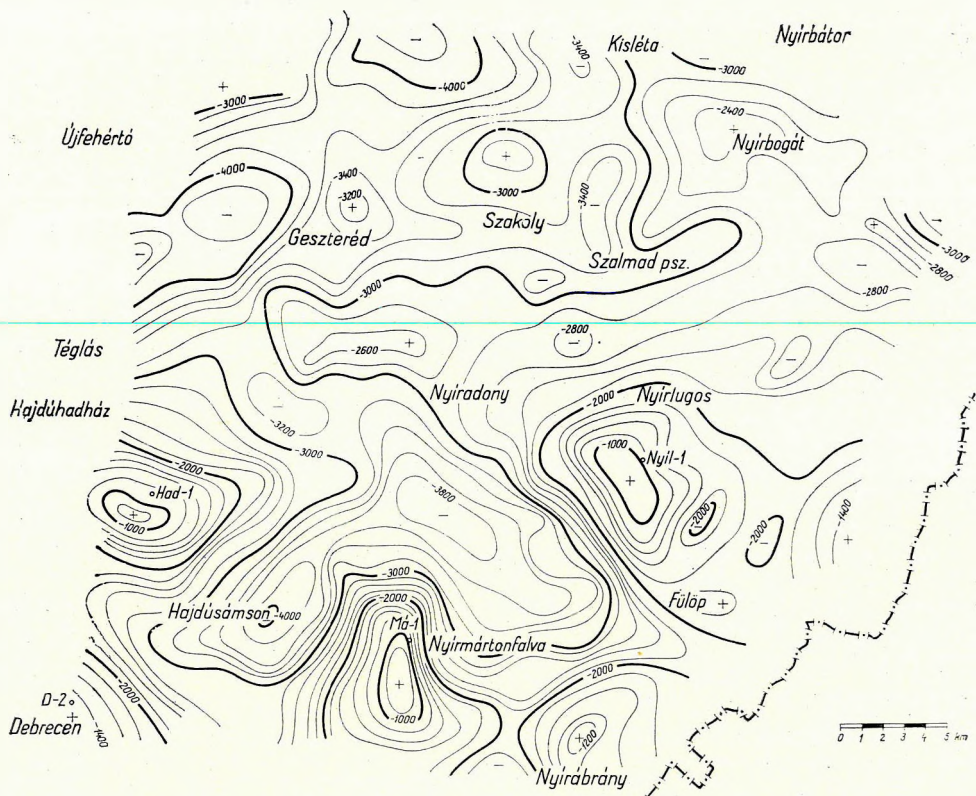
A hajdúhadházi, a nyírmártonfalvai és a nyírlugosi gravitációs maximumokra hatószámítást végeztünk Skeels módszerével. A számításokból az tűnik ki, hogy a hasábalakúnak feltételezett ható számított tetőmélysége Hajdúhadháznál a fúrásokból ismert eocén „flis” tetejével egyezik; a másik két esetben a „flis”-tető mélységénél kisebb (700–800 m) értékeket kaptunk, ezek a mélységértékek hozzávetőleg a vulkáni összlet tetejével esnek egybe, és kb. 20%-kal térnek el az analitikus anomáliákból számított mélységértéktől.

A légimágneses mérések célja az volt, hogy az egymás melletti és egymás alatti hatók következtében eléggé zavart anomáliakép mágneses hatóit szétválasszuk és mélységi kiterjedését meghatározzuk. Kedvező esetben a többszintű légimágneses mérések segítségével ez a feladat megoldható.

A nyírségi légimágneses méréseket 500 m-es szelvényközzel, szelvény mentén folyamatos regisztrálással végeztük. A szelvényvonalakat az anomáliák várható csapására nagyjából merőlegesen É–D-i irányban 50 m-es magasságbán repültük.

A légimágneses mérések eredményeként megszerkesztettük a terület ΔT anomáliatérképét (2. ábra).

A mágneses hatószámításokat elsősorban olyan módszerekkel végeztük, amelyek kielégítő pontosságú eredményeket adnak és aránylag gyorsak. Így a Pjatnickij- és az érintő módszerekkel, valamint több mágneses szelvény mentén ellenőrzésképpen P. Gay és Provodnyikov módszerével is számítottunk mélységet (a mérési területen több mint 500 hatószámítást végeztünk.) A mágneses hatók eloszlását térképen ábráztuk. (3. ábra). Szembetűnő, hogy az izoanomália-térképből egységesnek vélt ható több részre, egymás melletti hatóra tagolódik. A térképen feltüntettük még a korábbi földi mágneses szel-



1. ábra. A Nyírség nagysűrűségű kőzeteinek mélységtérképe

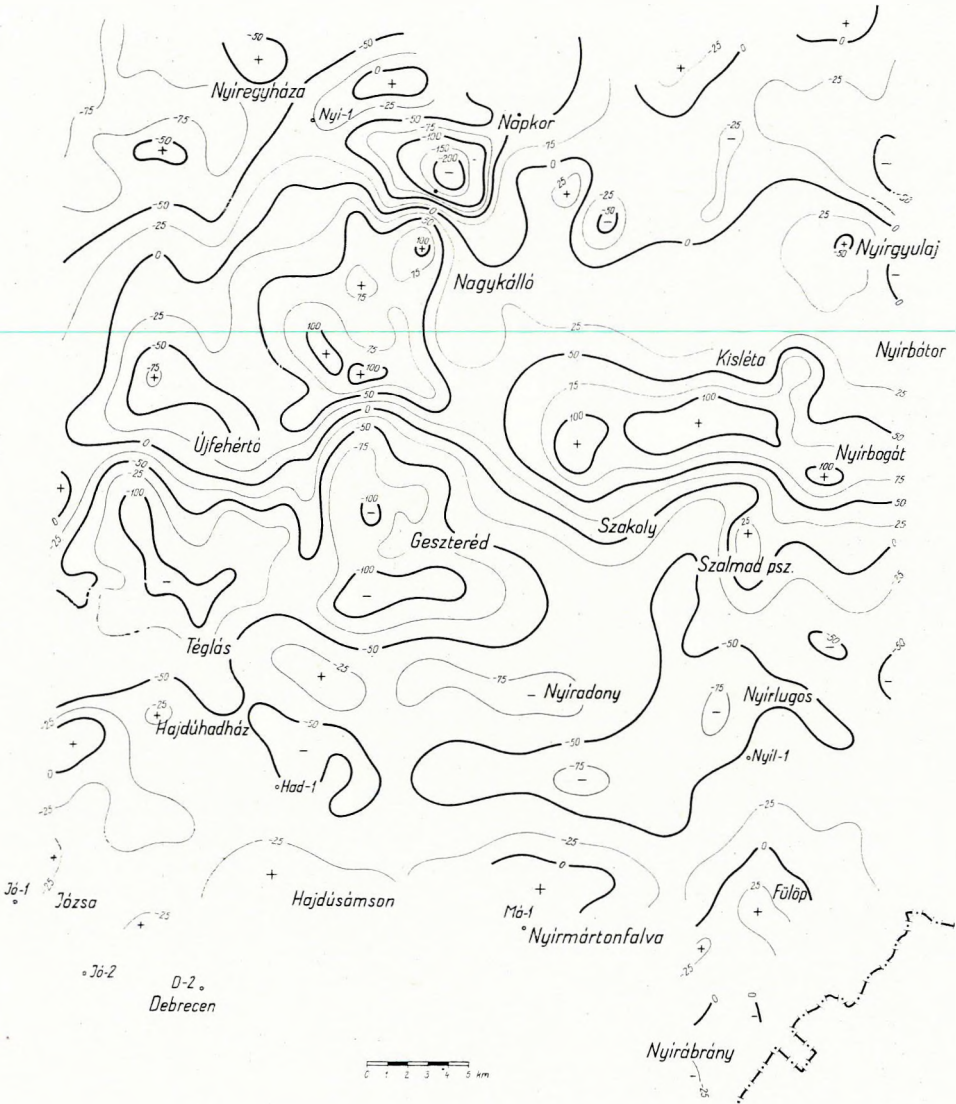
Fig. 1 Depth map of the high-density rocks in the Nyírség

Фиг. 1. Карта глубины залегания горных пород с высокими значениями плотности в районе Ниршер

vénymenti mérések vonalait, a korábbi többszintű légimágneses mérések nyomvonalait, valamint a szeizmikus refrakciós mérések szelvényvonalait.

A hatók vízszintes tagozódása mellett megfigyelhetünk függőleges tagozódást is. A hatók egymáshoz viszonyítva blokkszerűen helyezkednek el, közöttük esetenként 1000 m-t meghaladó mélységkülönbségek is vannak. Pusztán az anomáliaképből a függőleges tagozódásra nem lehetett következtetni. Nagy számú területi hatószámítás statisztikus elemzése tette lehetővé a hatótestek mélységi viszonyainak jobb megismerését (4. ábra).

Ahol a görbe alakja ezt lehetővé tette, megkíséreltük az anomáliagörbékben észlelhető összetett hatásokat grafikus úton szétválasztani. Ezáltal több esetben két egymás alatt elhelyezkedő hatótestet lehetett kimutatni. Feltűnő, hogy ilyen összetett hatás elsősorban az Újfehértó környéki anomáliákon, valamint az Újfehértó-Nyírbogát közötti anomália vonalon jelentkezett. A

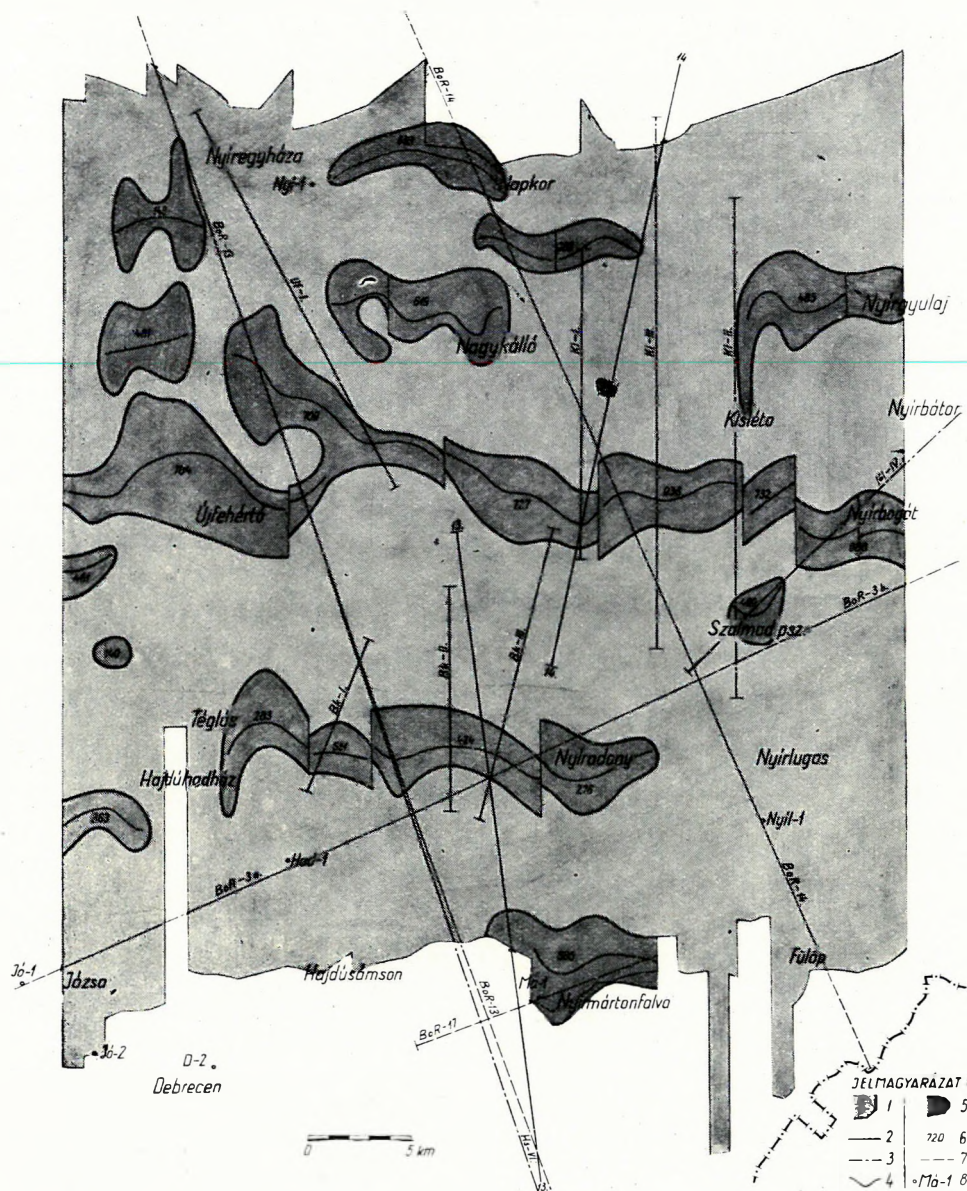


2. ábra. A Nyírség ΔT -izoanomalia térképe

Fig. 2 ΔT isonomaly map of the Nyírség

Фиг. 2. Карта аномалий ΔT района Ниршер

mélyebben fekvő ható mélysége több esetben egyezik a nagysűrűségű gravitációs szinttel — feltehetően a preausztriai medencealjzattal. A felszínközeli hatók, eddigi ismereteink szerint, miocén vulkánitok bázisos, vagy közepesen bázisos tagjait jelzik (andezit és dácit). A nagysűrűségű gravitációs szintet megközelítő mélységben jelentkező mágneses hatók korával kapcsolatban több



3. ábra. A mágneses hatók elhelyezkedése a Nyírségben

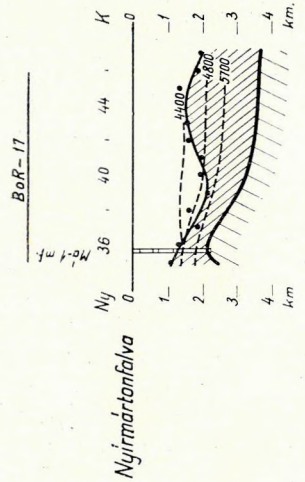
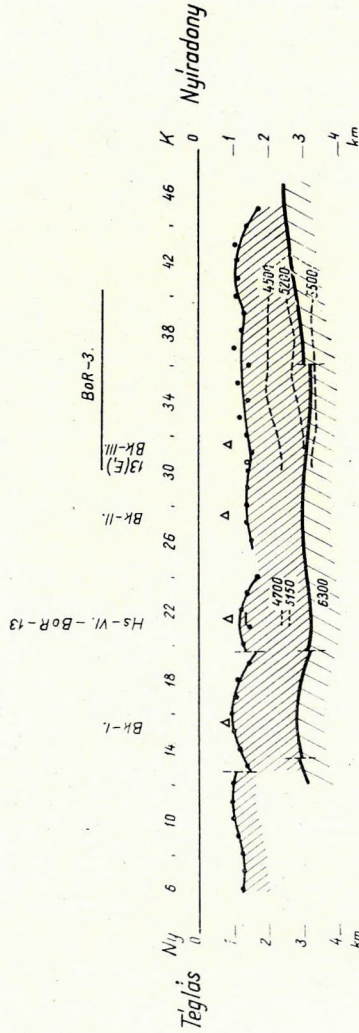
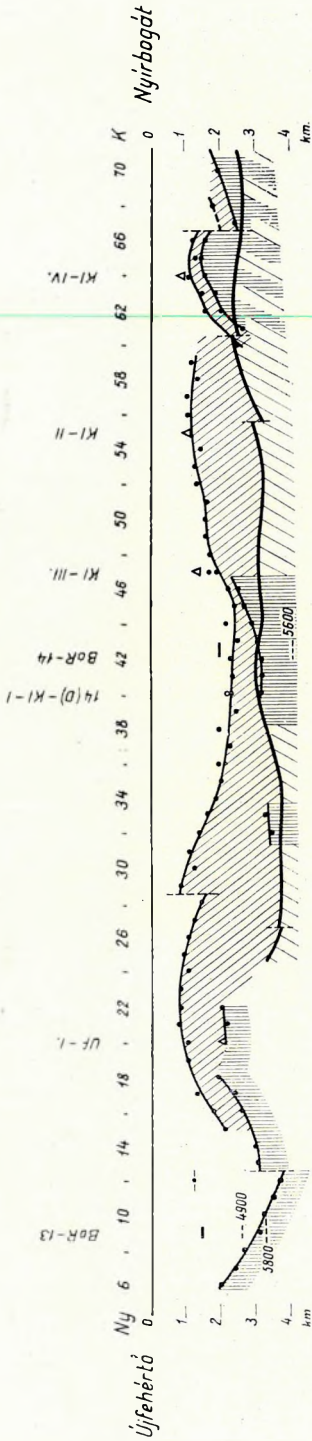
1. Légi mágneses mérésterülete. 2. Kísérleti légi mágneses szelvény (1966). 3. Földi mágneses szelvény (1966–1967).
4. Hosszanti metszet. 5. Mágneses hatók határa. 6. A hatók számított szuszceptibilitása.
7. Refrakciós szeizmikus szelvény. 8. Mélyfúrás.

Fig. 3 The position of the magnetic masses in the Nyírség

1. Area of the aeromagnetic survey. 2. Experimental aeromagnetic profile (1966). 3. Terrestrial magnetic profile (1966–1967).
4. Longitudinal section. 5. The boundaries of magnetic masses. 6. Calculated susceptibility of the magnetic masses. 7. Seismic refraction profile. 8. Deep borehole.

Фиг. 3. Распределение магнитных масс в районе Ниршег

1. Площадь аэромагнитной съемки. 2. Экспериментальный аэромагнитный профиль (1966 г.). 3. Профиль наземной магнитной съемки (1966–1967 гг.). 4. Продольный разрез. 5. Границы магнитных масс. 6. Расчетная восприимчивость магнитных масс. 7. Сейсмический профиль МПВ. 8. Глубокая скважина.



4. ábra. Néhány mágneses ható függőleges metszete a Nyírségben

1. A hatót keresztező légi és földi mágneses ill. szeizmikus szelvények jelei.
2. Légi szelvények sorszáma.
3. Felcsúsz.
4. Légi szelvényekből számolt mágneses hatók felszíne.
5. Kísérleti légi szelvények mélységértékei (1966).
6. Földi mágneses szelvények mélységértékei (1966—1967).
7. Posgay szerinti mélységértékek.
8. Szeizmikus szintek és sebességek.
9. Nagysűrűségű kőzetek felszíne.

Fig. 4 Vertical section of some magnetic masses in the Nyírség

1. Marks of aeromagnetic, terrestrial magnetic and seismic profiles crossing the magnetic mass.
2. Serial number of aeromagnetic profiles.
3. Surface.
4. The surface of magnetic masses computed from aeromagnetic profile results.
5. Depth values of the experimental aeromagnetic profiles (1966).
6. Depth values of the terrestrial magnetic profiles (1966—67).
7. Depth values according to Posgay.
8. Seismic horizons and velocities.
9. Surface of high-density rocks.

Фиг. 4. Вертикальные разрезы некоторых возмущающих тел в районе Ниршег

1. Знаки профилей наземной и аэромагнитной съемок, а также сейсмической съемки
2. №№ п/п аэромагнитных профилей
3. Рельеф поверхности
4. Поверхность магнитных масс по данным аэромагнитной съемки
5. Глубины, подсчитанные по экспериментальным аэромагнитным профилям (1966 г.)
6. Глубины, подсчитанные по данным наземной магнитной съемки (1966—1967 гг.)
7. Глубины, подсчитанные К. Пожгаи
8. Сейсмические горизонты и скорости
9. Поверхности горных пород с высокими значениями плотности

feltételezés lehetséges. Ha a ható a preausztriai medencealjzatban foglal helyet és a nagysűrűségű gravitációs szint a preausztriai medencealjzatot jelzi, akkor a mágneses anomáliát harmadidőszaknál idősebb (mezozoos-paleozoos) vulkanizmus termékei okozzák. Ha az anomáliát egy mélyben (medencealjzatban) megdermedt neogén vulkáni tömeg hatásaként fogjuk fel, akkor a nagysűrűségű gravitációs szint ezen a helyen már nem a preausztriai medencealjzatot, hanem a neogén vulkáni tömeg felszínét jelzi, mivel lényeges sűrűségkülönbség a két képződmény között nincs. A kérdést nem tekinthetjük lezártnak, annál is inkább, mivel 1968-ban a Nyírség területén magasabb szinteken is — a felszíntől 500 és 1000 m magasságban — végzünk légimágneses méréseket. Remélhető, hogy ezek a mérések lehetővé teszik hatóközetek vastagságának megállapítását is, amelynek érdekében — a többszintes légi mágneses mérések eredményeit felhasználva — már több sikeres kísérletet tettünk.

A mágneses hatók adatainak kiszámításakor a mágneses szuszceptibilitás értékeinek eloszlását is megvizsgáltuk. A legnagyobb szuszceptibilitásértékek (700–1000. 10^{-6}) az Újfehértó-Nyírbogát-i anomáliavonulat mentén jelentkeztek. A vonulattól É-ra és D-re elhelyezkedő mágneses hatók szuszceptibilitás-adatai (150–500. 10^{-6}) már lényegesen kisebbek. A szuszceptibilitás-értékek közötti különbséget a mágneses hatók eltérő kőzetanyaga okozhatja (lávás, ill. tufás kifejlődésű mágneses hatók), illetve az Újfehértó-Nyírbogát között kimutatott összetett hatók jelenlétével lehet kapcsolatos. A vizsgálatokat az 1968. évi magasabb szintű légi mágneses mérések elvégzése után folytatjuk.

Gravitációs vonatkozásban tervezzük a mérési terület kibővítését — legalább arra a területre, amelyen részletező légi mágneses mérések voltak.

IRODALOM

- BAGI R. — FACSINAV L. — TRENKA SNÉ., 1968: Az analitikus lefeléfolytatások alkalmazásának hazai tapasztalatai. Geofizikai Közlemények XVII. 1–2.
- CONSTANTINESCU L. — BOTEZATU R., 1961: Contributi la interpretarea fizica a animalior cimpurilor potentiale. I., II. Probleme de Geofizica. Acad. Rep. Populare Romine. p. 97–162.
- GAY PARKER S., 1963.: Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies. Geophysics, XXVIII. 2.
- ПЯТНИКИЙ, В. К. 1961: Metod kasatel'nyh. V sb. Voprosy razved. geofiziki, Vyp. 2. Novosibirsk.
- POSGAY K., 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. Geofizikai Közlemények XVI. 4.
- PROVODNIKOV, L. Ja. 1963: Al'bom paletok. Akademia Nauk SSSR, Sibirskoe otdelenie. Vyp. 26.
- STRAHOV V. N., 1960: Opyt interpretacii magnitnyh anomalij KMA metodom postroenia izolijnij ΔZ v vertikal'noj ploskosti. Prikladnaia geofizika. Vyp. 27.
- VACQUIER, V. et AL., 1963: Interpretation of Aeromagnetic maps. The Geological Society of America. Memoir 47.

A GEOELEKTROMOS ÉS SZEIZMIKUS REFLEXIÓS MÉRÉSI ADATOK EGYÜTTES ELEMZÉSÉNEK LEHETŐSÉGEI AZ ÉSZAKALFÖLDI MEDENCETERÜLETEN

NAGY ZOLTÁN

Z. NAGY

THE POSSIBILITIES OF A COMMON ANALYSIS OF GEOELECTRIC AND SEISMIC REFLEXION DATA IN THE BASIN AREA OF THE NORTHERN HUNGARIAN PLAIN

In the result of his earlier investigations, the author obtained certain relations between the electrical conductivity of the sedimentary complex and the variations of the thickness of sediments, for cases of different model types.

According to further investigations, analysis of the correlational connections between the conductivity-values of the telluric anomalies and the depth data of maps constructed from seismic reflexion surveys makes — for certain basin types — a delineation of basin parts with different geological structure possible.

The possibilities of the method discussed are tested on an actual example of the basin area of the northern Hungarian Plain, where the basin floor is constituted by Mesozoic rocks. By earlier seismic and telluric surveys in this area, the most important structural features of the sedimentary complex have been cleared already. Questions of detail, related to the perspectives of prospecting for hydrocarbons, however, such as the determination of the extension, resp. of the thickness variations of Miocene volcanic formations, e.g. — could not be answered unambiguously. A subsequent common analysis of the survey results, however, contributes to the solution of such problems, too.

З. НАДЬ

ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ В БАСЕЙНЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕНГЕРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В результате проведенных исследований были найдены зависимости между электрической проводимостью толщи осадочных отложений и изменением их мощности для различных типов моделей геологического строения.

Дальнейшие исследования показали, что в бассейнах определенного типа существует корреляционная связь величин электрической проводимости выявленных методом ТТ аномалий с глубинами, полученными сейсмическим методом отраженных волн, причем эта связь позволяет разделить участки бассейна с различным геологическим строением.

В настоящей работе возможности предлагаемого метода рассматриваются на конкретном примере бассейна северной части Венгерской низменности с мезозойским основанием. Ранее проведенными здесь сейсморазведочными работами и методом ТТ были выяснены основные структурные формы строения толщи осадочных отложений. Однако эти работы не дали однозначного ответа на такие частные вопросы, связанные с перспективами разведки на углеводороды, как напр. вопрос об определении развития миоценовых отложений вулканического происхождения и изменения их мощности. Дополнительный анализ полученных результатов способствует решению подобных проблем.

Korábban már ismertetett vizsgálataink (NAGY Z., 1966) kimutatták, hogy a nagyellenállású medencealjzatra települt üledékek összegezett hosszirányú vezetőképessége és az aljzat települési mélysége között lineáris függvénykapcsolat van. A lineáris függvény paraméterei (a meredekség és a tengelymetszet)

az üledékes összlet rétegeinek dőlésétől és a kőzetek fajlagos ellenállásától függenek. Ez a függvénykapcsolat tehát lehetőséget ad arra, hogy egy területen a medencefelépítés változását, vagyis a kőzetösszetétel, ill. diszkordanciaviszonyok regionális változását, már a felszíni mérések eredményeiből előre jelezhessük.

Az említett vizsgálatok dőlésirányú szelvényekre vonatkoztak, s ez a problémát egyszerűsítette. A gyakorlat azonban mindig bonyolult és a kiértékelő, aki a legjobb értelmezésre törekszik, bizonyos kérdésekre sokszor nem tud egyértelmű megoldást találni. Különösen problematikus olyan esetek egzakt tárgyalása, amikor a tellurikus mérésekből átszámított vezetőképességtérképen látszólag az aljzat morfológiája tükröződik. Egyes anomáliák mégis kvalitatíve az üledékes összletben kimutatott szerkezetekkel hozhatók korrelációba és az összetartozó szeizmikus, illetve tellurikus anomáliák szélső értékei (pl. maximum) nem azonos helyen, hanem kisebb eltolódással jelentkeznek.

A geoelektromos és szeizmikus eredmények együttes értelmezése általában mindig felveti a következő kérdéseket.

1. A geoelektromos méréseknek van-e az adott területen egyértelmű vezérszintje és ez a vezérszint geológiailag azonos-e a terület különböző részein; tartalmaz-e a geoelektromos térkép összetett hatásokat?

2. A nagyellenállású aljzat felett az üledékes összlet tartalmaz-e olyan formációt, amely másodlagos vezérszint lehet és árnyékolhatja az aljzat hatását?

Ezekből következik az az alapvető probléma, hogy a geoelektromos mérések eredményeiből az aljzat morfológiájának és mélységének meghatározásán kívül, milyen további geológiai következtetés vonható le.

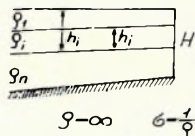
A válaszhoz néhány elvi megfontolás szükséges.

Ismeretes, hogy az ún, S periódus időintervallumhoz tartozó tellurikus térváltozásokból szerkesztett izoareatérkép a magnetotellurikus mérések adataival olyan anomáliatérképpé számítható át, amely a diszkontinuitások zónáit kivéve, jó közelítéssel a medencealjatot fedő üledék eredő vezetőképességének változását ábrázolja. A térkép egy pontjára vonatkozóan a vezetőképességet az 1. ábra és az (1) egyenlet adja meg.* Ebből kifejezhetjük a tellurikus anomáliákat, az aljzat mélységét és az üledékben levő határfelület mélységét leíró $S(x, y)$, $H(x, y)$ és $h(x, y)$ függvények kapcsolatát. Feltételezzük, hogy egy rétegen belül a fajlagos vezetőképesség nem változik. Két rétegnél (ill. általánosan „ n ” számú rétegnél) a vezetőképességet leíró függvényt az 1. ábra (2) és (3) egyenlete írja le.

Vizsgálatunk alapvető kérdéseire olyan módon válaszolhatunk, ha meghatározzuk, hogy a medencealjat tetszőleges mélységanomáliája, ill. az ennek megfelelő szerkezeti forma milyen módon jelentkezik a tellurikus anomáliaképpen a fedőüledék adott modelljénél. Meghatározzuk egyúttal, hogy az üledékes összletben levő $h(x, y)$ mélységfüggvénnyel megadott réteghatár mélységváltozásai milyen anomáliákat okoznak.

A probléma egzakt tárgyalására a kétváltozós függvények gradiens függvénye használható. A kétváltozós függvénynek megfelelő felület meghatározásá-

* A bázisállomáson végzett MT mérés adatainak felhasználásával, a mérőállomás a, b, c, d , relatív tellurikus tenzorkomponenseiből a bázis vezetőképesség tenzorának hatása kivonható (OKGTSZKŰ E-10 sz. jelentés). A E polarizációnak megfelelő adatokból (*Fergeticsevszkij* szóbeli közlése szerint) inhomogén esetben is jó közelítéssel meghatározható a S értéke.



Az üledék eredő vezetőképessége:

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{\rho_i h_i}{\rho_i} = \sum_{i=1}^n h_i \sigma_i = H \bar{\sigma} \quad 1$$

S térkép kétréteges esetben:

$$S(x,y) = \sigma H(x,y) \quad 2$$

S(x,y) térkép n. réteges esetben:

$$S(x,y) = \sum_{i=1}^n \sigma_i h_i(x,y) = \sum_{i=1}^n \sigma_i h_i(x,y) + \sigma_n H(x,y) \quad 3$$

Gradiens térkép kétréteges esetre:

$$\text{grad } S(x,y) = \sigma \text{ grad } H(x,y) \quad 4$$

$$\text{grad } S = \frac{\partial S}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial S}{\partial y} \vec{j} = \sigma \left(\frac{\partial H}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \vec{j} \right)$$

$$\alpha = \frac{|\text{grad } S|}{|\text{grad } H|} = \sigma \quad 5$$

1. ábra

Fig. 1

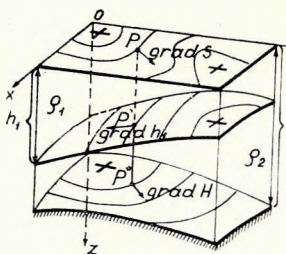
Фиг. 1.

hoz a felület minden pontján ismernünk kell a gradiensvektor irányát és abszolút értékét meghatározó érintő sík dőlésirányát és a dőlésszög értékét.

Két rétegnél a gradiens függvényt az 1. ábra (4) és (5) egyenlete adja. Ezzel azt is meghatároztuk, hogy mi a feltétele annak, hogy a tellurikus anomáliaképpen csak a medencealjzat hatása jelentkezzen. Mivel a két gradiens csak egy skalár szorzóban tér el, ez azt jelenti, hogy irányuk minden pontban azonos és a két gradiens abszolút értékének hányadosa (α) konstans (1. ábra).

A két térkép ilyenkor skaláris úton átszámítható és így anomáliaképpük formálisan is egyezik.

A gradiensképzést tetszőleges számú réteghatárra is levezethetjük. Vizsgáljuk a 2. ábrán látható háromréteges modellt. Itt a medencealjzat felszíne és



Az eredő vezetőképesség:

$$S(x,y) = \sigma_1 h_1(x,y) + \sigma_2 [H(x,y) - h_1(x,y)] \quad 6$$

$$\mu = \frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2}$$

$$S(x,y) = \sigma_2 H(x,y) + \sigma_2 [\mu - 1] h_1(x,y) \quad 7$$

A gradiens függvény:

$$\text{grad } S(x,y) = \sigma_2 \text{ grad } H(x,y) + \sigma_2 [\mu - 1] \text{ grad } h_1(x,y)$$

Ha $\text{grad } H(x,y) = \text{grad } h_1(x,y)$, akkor:

$$\alpha = \frac{|\text{grad } S|}{|\text{grad } H|} = \mu \sigma_2 = \sigma_1 \quad 8A$$

2. ábra

Fig. 2

Фиг. 2.

az üledékben lévő határfelület egymáshoz viszonyítva tetszőleges dőlésirányt és dőlésszöget vehet fel. Az összegzett hatások révén a tellurikus $S(x, y)$ anomáliaképpen domináns és lokális hatások alakulhatnak ki és kedvezőtlen esetben egymás hatását le is ronthatják. A 2. ábra a (6) és (7) egyenlete a modellre vonatkozó vezetőképesség függvényt, a (8) formula a gradiens függvényt írja le.

Ha az üledékes összetetben levő határfelület az aljzattal párhuzamos, akkor az anomáliaképpen torzító hatása nincs és (8) szerint az olyan réteg, amelynek vastagsága nem változik, anomáliát nem okoz.

Ha a fedőüledékben levő határfelület dőlésiránya mindenütt megegyezik az aljzatéval, de a dőlésszögek nagysága különbözik, a két gradiens hányadosát a 3. ábra (8/b) egyenlete mutatja.**

$$\begin{aligned}
 & \text{Ha } \text{grad } h_1(x, y) = K \text{ grad } H(x, y) \text{ akkor} \\
 & \alpha = \frac{|\text{grad } S|}{|\text{grad } H|} = \epsilon_2 [1 + K(\mu - 1)] \quad 8B \\
 & \vec{V} = \text{grad } S \quad \vec{V} = R(\vec{r}) \quad \vec{r} = p(\vec{r}) + q(\vec{r}) \quad 9 \\
 & \vec{V} = \text{grad } S = \epsilon_2 \left[\frac{\partial H}{\partial x} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial x} \right] \vec{i} + \epsilon_2 \left[\frac{\partial H}{\partial y} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial y} \right] \vec{j} \\
 & \vec{r} = \text{grad } H + (\mu - 1) \text{grad } h_1; \quad p = \epsilon_2 \left[\frac{\partial H}{\partial x} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial x} \right] \quad 10 \\
 & \quad \quad \quad q = \epsilon_2 \left[\frac{\partial H}{\partial y} + (\mu - 1) \frac{\partial h_1}{\partial y} \right] \\
 & \frac{d\vec{V}}{dr} = \{D\} \begin{bmatrix} \frac{\partial p}{\partial x} & \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial q}{\partial x} & \frac{\partial q}{\partial y} \end{bmatrix} \quad \{D\} = \epsilon_2 \begin{bmatrix} H_{xx} + (\mu - 1)h_{xx} & H_{xy} + (\mu - 1)h_{xy} \\ H_{yx} + (\mu - 1)h_{yx} & H_{yy} + (\mu - 1)h_{yy} \end{bmatrix} \\
 & \quad \quad \quad 11 \quad \quad \quad 12
 \end{aligned}$$

3. ábra

Fig. 3

Фиг. 3.

Kérdés, hogy általános esetben az egyes hatók milyen mértékben befolyásolják a vezetőképesség-anomáliák kialakulását? Ezt úgy vizsgálhatjuk meg, hogy meghatározzuk valamely $P(x, y)$ pontban a tellurikus anomália gradiens függvényének változását, akkor, ha változik a határfelületek dőlése ill. mélységgradiense.

Az általános esetet leíró (8) formula egy vektor-vektor függvény, amelyet a 3. ábra (9) egyenletével megfelelő szimbolikus alakban írhatunk fel. A szimbólumok kifejezését háromrétegre a (10) képlet adja meg.

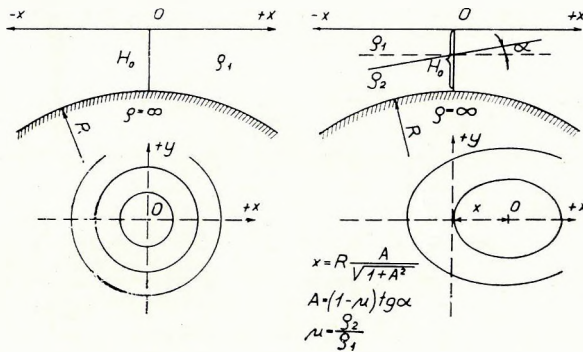
A vektor-vektor függvény keresett megváltozását – a változó gradiensek függvényében – a vektoranalízisből ismert derivált tenzor fejezi ki, amelyet a (11) formulával adott mátrixal írhatunk le, a derivált tenzor mátrixát viszont a (12) formula adja meg, ahol H_{xx} stb. az indexeknek megfelelő parciális differenciálhányadosokat jelenti. Konkrét modell vizsgálatánál, ha megadjuk az

** Ha a képletben szereplő „K” tényező kicsiny, akkor az anomáliaképpen az aljzat morfológiája dominál vagyis a tellurikus térkép ellenálláskorrekció nélkül is – közelítően – megadja az aljzat mélység változását.

egyres rétegekre jellemző adatokat és azokat változtatjuk, a fentiek alapján a derivált tenzor komponenseiből kiszámíthatjuk a grad S megváltozására jellemző dV vektort. Ennek segítségével meghatározhatjuk az S anomália változását, azaz az izovonalak menetét.

Ilymódon elméleti úton vizsgálhatjuk, hogy a medencefelépítés valamely változása (pl. diszkordanciaviszonyok változása, vagy eltérő fajlagos ellenállású kőzetösszlet megjelenése ill. kimaradása) jelentkezik-e a tellurikus anomáliaképbén és az okozott hatás milyen mértékű?

A 4. ábrán látható göbbsüveg alakú ρ_{∞} szint szabályos, koncentrikus körökből álló anomáliaképbét az aljzat felett települt monoklinális fedőréteg nemcsak formailag torzítja elliptikussá, hanem a záródó anomália szélső értéke (maximuma) helyileg is elmozdul a képlettel megadott mértékben.



4. ábra

Fig. 4

Фиг. 4.

A (12) formulából azonban az is kiolvasható, hogy az aljzat hatását számottevően csak olyan ható befolyásolhatja, amelynél μ értéke az egységtől lényegesen eltér és ahol grad $H < \operatorname{grad} h$.

A gyakorlat számára néhány alkalmazási módot javasolhatunk:

1. A szeizmikus mérések a mai korszerű műszerezettséggel lehetővé teszik, hogy üledékes összlet különböző réteghatár felületeire és esetleg a medencealjzatra is a gradiens függvényterképeket megszerkesszük. Geoelektromos mérésekkel meghatározhatjuk a vezetőképességtérképet, amelyből ugyancsak elkészíthető az üledék és az aljzat hatását (bizonyos paraméterek mellett) tartalmazó gradienstérkép.

Adott bázisontról kiindulva (ilyen pl. egy medencealjzatot ért fúrás) a bázisra vonatkozó vezetőképességadatokkal és a szeizmikus adatokból meghatározott gradiensekkel elkészíthető a területre vonatkozó szintetikus vezetőképességgradiens és vezetőképesség anomáliatérkép. A szintetikus- és a gyakorlatban mért adatokból szerkesztett térképek hibahatárt meghaladó eltéréseit elsősorban az okozza, hogy a rétegek fajlagos ellenállása nagyobb területre nem állandó.

A μ paraméter változtatásával a szintetikus térképek addig változtathatók, amíg a mért adatoktól való eltérés minimálissá válik. Ezzel meghatározható a μ paraméter laterális változása, amely geológiai értelmezésre ad lehetőséget, tekintettel arra, hogy a fajlagos ellenállás a kőzetösszetétel függvénye.

2. Előfordulhat, hogy csupán a medencealjzatra vonatkozó szeizmikus térképünk van. Ilyenkor a medencealjzat hatását levonhatjuk a vezetőképességtérképből; a maradékhatások az üledékes összlet szerkezeti, vagy kőzetösszetételében történt változásait jelzik.

3. Ha egy területen megbízható medencealjzattérkép nem adható meg, de az üledékes összlet dőlésviszonyai ismertek, és fennáll annak a lehetősége, hogy az üledékes összletben másodrendű vezérszint létezik, akkor a szeizmikus mélységgradiensek és a geoelektromos vezetőképességgradiensek közötti összefüggés vizsgálatával, egy nagyobb fajlagos ellenállású összlet előfordulásának, vagy kivastagodásának területét körvonalazhatjuk, így pl. az északalföldi medence terület egy részén (geofizikai mérésekből készült anomáliatérképek felhasználásával).

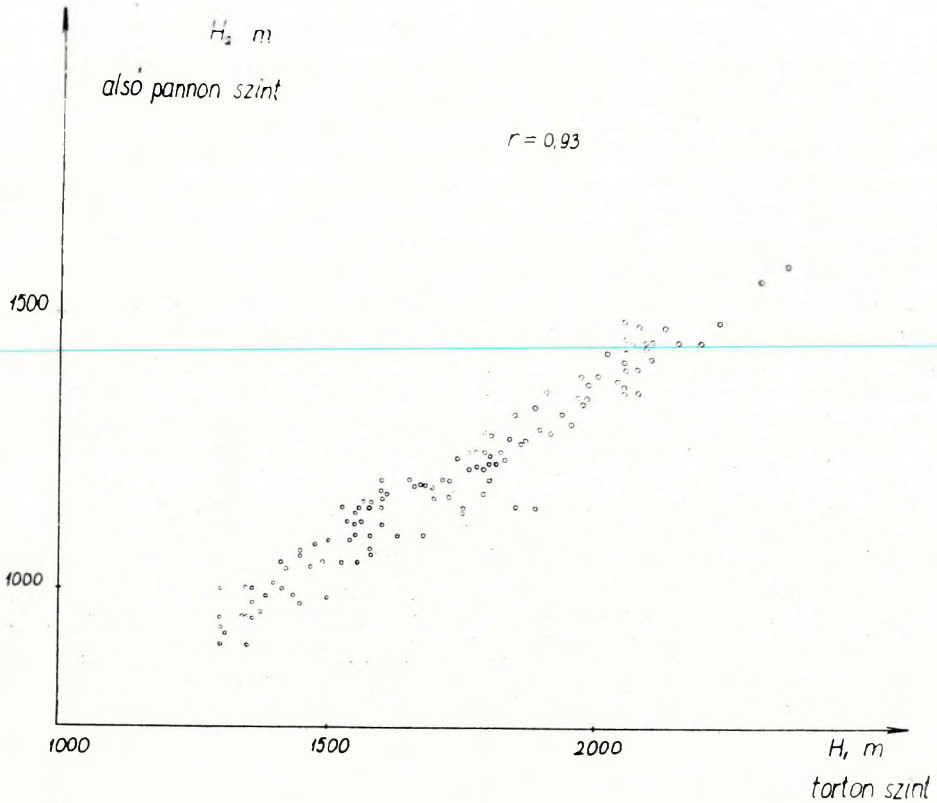
Az északalföldi medenceterület kutatásánál az egyik fő problémát a vulkáni képződmények meghatározása jelentette. Ilyen probléma volt még a Polgár-tiszavasvári területen is, ahol a kevésszámú fúrás miatt e képződmények elterjedéséről és vastagságáról csak hiányos adataink vannak. Ezen a területen a miocén és a pannon rétegtörzsek dőlésviszonyaira jellemző szeizmikus mélységtérképek látszatra alaki hasonlóságot mutatnak a tellurikus mérésekből készült vezetőképességtérképpel (ahol a tellurikus mérések vezérszintje valószínűleg az üledékben keresendő, viszont a terület K-i részén, ill. annak szomszédságában végzett refrakciós mérések eredményei szerint, a 6000 m/sec határsebességgel jellemzett medencealjzat felszínének mélységváltozásait is a tellurikus anomália kép tükrözi jól (látszatra a medencealjzat jelenti a vezérszintet)).

Kvalitatív interpretációval nem dönthető el, hogy ez a kettőség összetett hatások eredménye-e, vagy csak az aljzat és az üledékes rétegek konkordáns települése miatt látszólagos.

A tapasztalat szerint ezen a területen a vulkáni kőzetek közül inkább az andezithatók okoznak számottevő mágneses anomáliát. A riolit tufáknak sokszor nincs mágneses hatása. Ezért a vulkáni összletek elterjedése a mágneses térképek alapján nem válaszolható meg egyértelműen. A kérdés vizsgálatában az előzőekben vázolt vezetőképességgradiensek vizsgálata lehet segítségünkre. A terület néhány pontjáról származó geofizikai és fúrási adat szerint a vulkáni képződmények nagy ellenállásúak és a vulkáni összlet a felszín alatt 1400 – 1600 m mélységben található.

Sem a fúrási adatok, sem a vertikális szondázás adatai nem tudták meghatározni ennek a nagy fajlagos ellenállású vulkáni összletnek vastagságát és valódi ellenállását. Kérdés, hogy a tellurikus térkép anomáliáit ez a képződmény okozza-e, vagy csak a ρ_{∞} ellenállásának tekintett és nagyobb mélységben települt aljzat hatásához hozzáadódott anomáliát okoz-e?

A miocén és a pannon szintekről készített szeizmikus térképek a terület legnagyobb részén konformisak. A konformitást az 5. ábra is mutatja, amelyen a tellurikus mérési pontok helyén kiolvasott, különböző szintekhez tartozó szeizmikus mélységadatokat összefüggését grafikus formában láthatjuk. A függvény „x” tengelyén a torton, az „y” tengelyén az alsó pannóniai szint mélységét



5. ábra

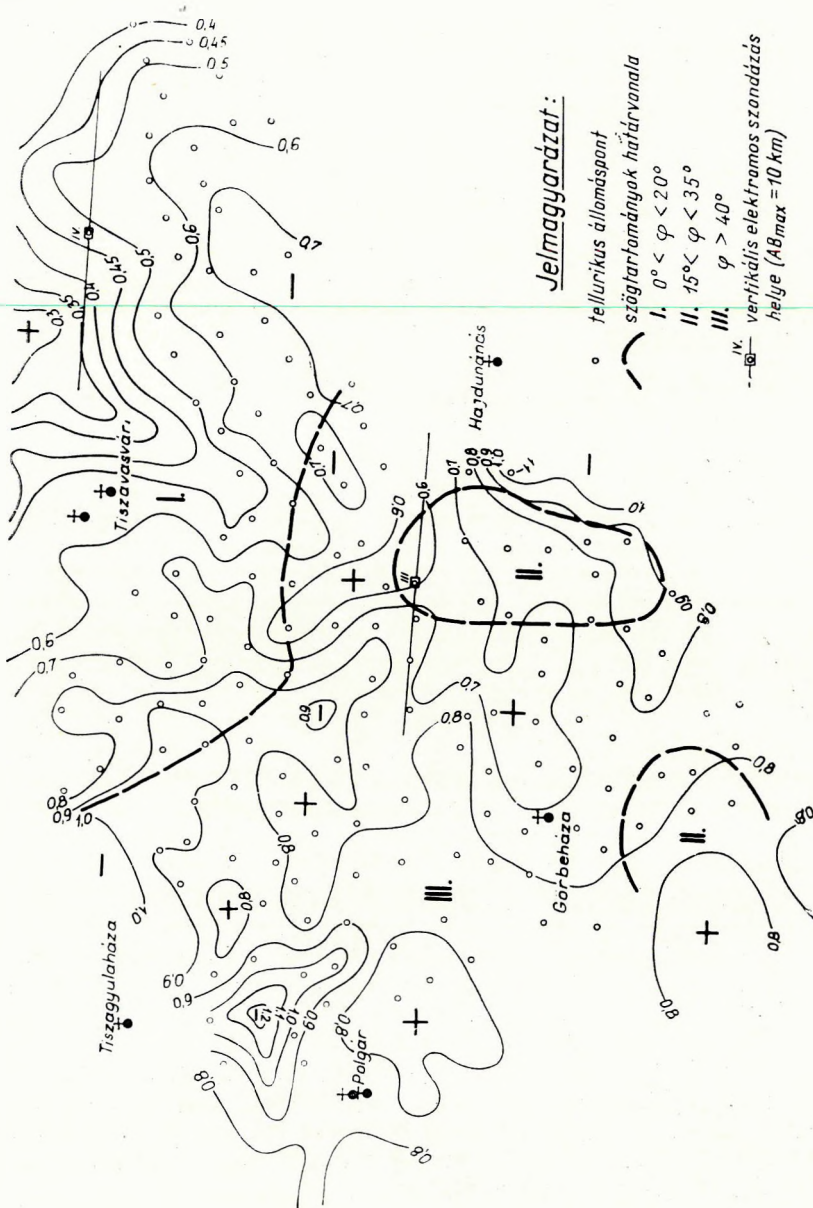
Fig. 5

Фиг. 5.

tüntettük fel. Az összefüggést kis szórással egy egyenes ábrázolja. Feltételezhetjük, hogy a torton szintről készített térkép a terület azon részein, ahol a vulkáni képződmények megtalálhatók, a felszín morfológiáját tükrözi, vagy legalábbis azzal kis távolságban párhuzamosan halad.

Ha feltevésünk helyes, akkor azokon a területrészeken ahol ez a terület a geoelektromos mérések vezérszintjét képezi a szeizmikus mélységtérkép és a tellurikus térkép azonos pontjaiban számított gradiensek párhuzamosak lesznek. A vektorok abszolút értékének hányadosa számszerűen a vezérszint felett települt közeg átlagos fajlagos vezetőképességével egyezik.

A terület azon részein, ahol a vektorok kis szöget zárnak be, de abszolút értékük hányadosa eltér a mondott értéktől, ott a felület nem jelent elsődleges geoelektromos vezérszintet, csak az eredő hatás kialakításában vesz részt. Ahol a vektorok nagy szöget zárnak be, esetleg ellentétes értelműek és a hányadosuk szórt értékhalmozatot képez, ott a felületet nem hozhatjuk kapcsolatba a tellurikus anomáliát okozó hatókkal. A 6. ábrán (NME Geofizikai Tanszék mérései-



6. ábra
Fig. 6
Фиг. 6.

ből A^{-1} értékre átszámítva) a Polgár-tiszavasvári terület tellurikus anomáliaterképét látjuk. A számított gradiensvektorok által bezárt szögérték eloszlását feltüntető zónák határát vastag, szaggatott vonal jelzi. A szögértékeket az egyes tellurikus mérési pontok helyén meghatározott gradiensekből számítottuk.

A terület Ny-i részén (III. zóna) nagy szögeltérések jelentkeznek ($50 - 90^\circ$). A terület DNy-i részén és D-i peremén (II. zóna) a kis szögeltérések ($0 - 35^\circ$) a szeizmikus felület és a tellurikus anomáliák közötti pozitív kapcsolatra utalnak. A terület K-i és ÉK-i részén gyakorlatilag a vektorok párhuzamosságáról beszélhetünk (I. zóna). Ezen a részen a szeizmikus felület a tellurikus mérés vezérszintjének látszik, vagy azzal legalábbis párhuzamos.

A gradiensek abszolút értékének hányadosa viszont az egész területen nagyobb értéket mutatott, mint a fedőüledékek vertikális szondázásokból várható értéke. Ennek az a magyarázata, hogy a kutatott vulkáni összlet csak másodrendű vezérszintet jelent még ott is, ahol a vektorok párhuzamosak, mivel a vulkáni összlet alatt további kisellenállású és jelentős vastagságú rétegösszlet valószínű.

Ezt a vertikális szondázások közelében végzett magnetotellurikus mérésekkel meghatározott vezetőképességadatok is igazolják, amelyek értéke közel kétszerese annak, amelyet a vertikális szondázások a vulkáni összlet felszínéig adtak.

A vertikális szondázások kis lehatolási mélysége miatt, a vulkáni képződmények fajlagos ellenállását pontosan megállapítani nem lehetett, (csak minimalizálni). Eszerint a ρ kb. 100 ohmm, megegyezően a hajdunánási fúrás vulkáni képződményeinek fajlagos ellenállásával. A vizsgált területen tehát a vulkáni nagyellenállású összlet a tellurikus mérések számára nem jelent vezérszintet és a korábbi elképzelésekkel ellentétben, a tellurikus módszerrel itt is a nagymélységű medencealjzat morfológiája kutatható. Egyes zónákban számolnunk kell azonban a vulkáni képződmények másodlagos hatásával. A vulkáni összlet jelentősebb megvastagodása a vizsgált területen elsősorban a kis szög tartományok zónájában várható. A terület Ny-i részén ennek valószínűsége kicsi.

Ezzel a példával az eljárásnak csak egyik alkalmazási lehetőségét mutatuk be, de már ebből is látható, hogy a megfelelő részletességgel végzett geoelektromos méréseknek bizonyos részletkérdések eldöntésében hasznos szerepe lehet. Így lehetővé válik, hogy a szeizmikus reflexiós és a geoelektromos módszerek eredményei egy terület földtani felépítésének részletesebb megismerésében egymást kiegészítsék.

IRODALOM

- OKGTSzKÜ, 1964: 76. sz. jelentés az 1961 – 1963 években Polgár – Hajdúnánás – Nyíregyháza kutatási területen végzett részletező reflexiós mérésekről.
- OKGTSzKÜ, 1965: 83. sz. jelentés az 1958 – 1962 években a Hajdúszoboszló – Nyírség kutatási területeken végzett refrakciós mérések eredményeiről.
- NAGY Z., 1967: S(H) függvények alkalmazása a geoelektromos és szeizmikus mérések eredményeinek komplex értelmezésében. Magyar Geofizika 8. évf. IV. szám.
- P. ZS. PÁLNÉ – FREY T., 1960: Vektor és tenzoranalízis. Műszaki Könyvkiadó.
- NME GEOFIZIKAI TANSZÉK, 1962: Jelentés a Mezőcsát – Polgár térségében 1961 évben végzett tellurikus mérésekről.
- NME GEOFIZIKAI TANSZÉK, 1963: Jelentés a Tiszavasvári – Nagyhalász térségében 1962. évben végzett tellurikus és magnetotellurikus mérésekről. Miskolc.
- NME GEOFIZIKAI TANSZÉK, 1964: Jelentés a Kisvárdai térségében 1963 évben végzett tellurikus és magnetotellurikus mérésekről. Miskolc.
- POSGAY K., 1967: A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata. Geofizikai Közlemények, 16. kötet, 4. sz.

TÖRTÉNETI, ELVI ÉS GYAKORLATI ADALÉKOK A DERÉKSZÖGŰ HASÁB TÖMEGVONZÁSÁNAK SZÁMÍTÁSÁHOZ

HAÁZ ISTVÁN

I. HAÁZ:

CONTRIBUTIONS TO THE CALCULATIONS OF THE GRAVITATIONAL ATTRACTION
OF A RIGHT RECTANGULAR PRISM

Formulae of MOLLWEIDE and BESSEL (1813). — RÖTHIG's paper (1860) on the relations between the potential of a right rectangular prism and its first and second derivatives. — The signs of the first and third derivatives of the potential in the paper of MADER (1951). — A list of the formulae of the second derivatives of the potential of the right rectangular prism.

И. ХАЗ

К ВОПРОСУ О ВЫЧИСЛЕНИИ ПРИТЯЖЕНИЯ ПРЯМОУГОЛЬНОЙ ПРИЗМЫ

Формулы MOLLWEIDE и BESSEL (1813). — Связь притяжения прямоугольной призмы с производными потенциала по RÖTHIG (1860). — Знак первых и третьих производных согласно работе MADER (1951). — Перечень различных видов формул вторых производных потенциала для прямоугольной призмы.

I. MOLLWEIDE és BESSEL képletei

NAGY Dezsőnek a Geophysics 1966. évi áprilisi számában a derékszögű hasáb gravitációs vonzásáról írt közleményéhez a Geophysics 1966. októberi számában két hozzászólás jelent meg.

DE BREMAECKER hozzászólásában arra mutatott rá, hogy MACMILLAN 1930-ban megjelent könyvében közölt már képletet ilyen test potenciáljának kiszámítására, és igen egyszerű eljárást adott a potenciál deriváltjainak kiszámítására is.

CORBATÓ azt jegyezte meg, hogy NAGY Dezsőnek a derékszögű hasáb gravitációs vonzásának vertikális komponensére kapott és a Geophysics-ben közölt eredményét nemcsak SZOROKIN és e sorok írója, hanem a horizontális komponensekkel együtt már EVEREST is levezette, 1830-ban, 136 évvel NAGY előtt közölte, és az indiai Satpura Range okozta topografikus függővonal-elhajlások megbecslésére alkalmazta.

A derékszögű hasáb tömegvonzása problémájának megoldása azonban már jóval EVEREST közlése előtt ismeretes volt. Ugyanis a ZACH-féle Monatliche Correspondenz. . . . c. folyóirat 1811 novemberi számában már két (speciális helyzetű) derékszögű paralelepipedon egymásra gyakorolt vonzásának meghatározását tűzte ki megoldandó feladatul. A feladat megoldásával kapcsolatban MOLLWEIDE és tőle függetlenül BESSEL foglalkozott a derékszögű hasáb tömegvonzásával illetve e vonzás potenciáljával.

MOLLWEIDE a függőleges oldalú derékszögű hasáb vonzásának függőleges komponensét közölte. A hasáb két vízszintes alapélének hosszát a és b -vel, függőleges oldalélének hosszát c -vel jelölte. Az egyik függőleges oldalél felfelé való meghosszabbításában, az alsó szögponttól h , tehát a felsőtől $h-c$ távolságban levő P pontban a hatás függőlegesen lefelé irányuló komponensét a következő alakban közölte (Monatl. Corr., 1813. jan., 33. old.): a keresett vonzás

$$\begin{aligned} &= h \operatorname{Arc} \sin \frac{ab}{\sqrt{(a^2+h^2)(b^2+h^2)}} \left(= h \operatorname{arc} \operatorname{tang} \frac{ab}{h\sqrt{a^2+b^2+h^2}} \right) \\ &- (h-c) \operatorname{Arc} \sin \frac{ab}{\sqrt{[a^2+(h-c)^2][b^2+(h-c)^2]}} \\ &+ a \log \frac{[b+\sqrt{a^2+b^2+(h-c)^2}]\sqrt{a^2+h^2}}{[b+\sqrt{a^2+b^2+h^2}]\sqrt{a^2+(h-c)^2}} \\ &+ b \log \frac{[a+\sqrt{a^2+b^2+(h-c)^2}]\sqrt{b^2+h^2}}{[a+\sqrt{a^2+b^2+h^2}]\sqrt{b^2+(h-c)^2}} \end{aligned}$$

E képlet arctangenses változata az én 1953 évi közleményemben a φ_2 primitív függvényre megadott képletből a $0, 0, h-c$ alsó határok és az a, b, h felső határok behelyettesítésével és összevonással is kiadódik.

Ha a P pont egybeesik a hasáb megfelelő felső csúcspontjával, akkor $h=c$ és akkor is véges értékű hatás adódik:

$$\begin{aligned} &c \operatorname{Arc} \sin \frac{ab}{\sqrt{a^2+c^2}\sqrt{b^2+c^2}} + a \log \frac{[b+\sqrt{a^2+b^2}]\sqrt{a^2+c^2}}{a[b+\sqrt{a^2+b^2+c^2}]} + \\ &+ b \log \frac{[a+\sqrt{a^2+b^2}]\sqrt{b^2+c^2}}{b[a+\sqrt{a^2+b^2+c^2}]} \end{aligned}$$

MOLLWEIDE e képlete $(a, b, c) = (x, y, z)$ jelöléssel megegyezik ZILAHISEBESS Lászlónak 1966-ban ugyanerre a speciális esetre közölt (16) számú képletével.

Látjuk, hogy az $f\sigma$ tényező egyik képletben sem szerepel. Én és ZILAHISEBESS kifejeztük tárgyalásunkban, hogy az $f\sigma$ tényezővel osztott hatás képletével foglalkozunk; MOLLWEIDE nem nyilatkozik az $f\sigma$ tényező elhagyásáról.

BESSEL 1812. okt. 30-án ugyanennek a feladatnak a megoldásával kapcsolatban a folyóirat szerkesztőjéhez (LINDENAU-hoz) írt levelében a derékszögű hasáb tömegvonzása potenciáljának képletét közölte (Mon. Corr., 1813. jan., 82–83 old.).

Jelöljük a vonzó „parallelepipedum” részecskéinek az egyik sarokponttól számított koordinátáit x, y, z -vel, a vonzott pont koordinátáit ugyanettől a kezdőponttól x', y', z' -vel; a parallelepipedum sűrűségét Δ -val, és a méreteit (a kezdőponttal diametrálisan szemben levő sarokpont koordinátáit) a, b, c -vel; legyen továbbá:

$$q = [X^2 + Y^2 + Z^2]^{\frac{1}{2}}$$

$$\varphi(X, Y, Z) = -YZ l(q - X) + X^2 \operatorname{Arc} \left[\operatorname{tgt} = \frac{q - Y - Z}{X} \right]$$

$$- XZ l(q - Y) + Y^2 \operatorname{Arc} \left[\operatorname{tgt} = \frac{q - X - Z}{Y} \right]$$

$$- XY l(q - Z) + Z^2 \operatorname{Arc} \left[\operatorname{tgt} = \frac{q - X - Y}{Z} \right]$$

akkor La Place jelölésével

$$V = \Delta \cdot \begin{vmatrix} \varphi(x', y', z') - \varphi(x', y', z' - c) \\ -\varphi(x', y' - b, z') + \varphi(x', y' - b, z' - c) \\ -\varphi(x' - a, y', z') + \varphi(x' - a, y', z' - c) \\ +\varphi(x' - a, y' - b, z') - \varphi(x' - a, y' - b, z' - c) \end{vmatrix}$$

az a függvény, amelyből a paralelepipedum vonzása így adódik:

$$x \text{ irányában} = - \left(\frac{dV}{dx'} \right)$$

$$y \text{ irányában} = - \left(\frac{dV}{dy'} \right)$$

$$z \text{ irányában} = - \left(\frac{dV}{dz'} \right)$$

Látjuk, hogy BESSEL azt a függvényt jelölte V -vel, amelynek a koordináták szerint képezett negatív deriváltjai adják a vonzás (tézerősségének) komponenseit. Ennek megfelelően BESSEL $\varphi(x, y, z)$ függvénye ellenkező előjelű az én 1953 évi dolgozatom φ függvényével, V pedig ellenkező előjelű dolgozatom U függvényével. (BESSEL a V függvényt még nem nevezte potenciálnak: ezt az elnevezést GREEN vezette be 1828-ban.)

Látjuk továbbá, hogy BESSEL képletében a sűrűség már szerepel, de az f tényező itt is hiányzik. Az f tényező elhagyása itt az egységeknek a CGS-rendszerrel eltérő megválasztását jelentheti.

BESSEL-nek ez a közleménye benne van értekezéseinek 1876-ban kiadott gyűjteményében is. (II. kötet, 353 – 354. old.).

II. Kapcsolat a derékszögű hasáb tömegvonzásának potenciálja és e potenciál deriváltjai között RÖTHIG szerint

A derékszögű hasáb tömegvonzásának potenciálja és e potenciál deriváltjai közötti kapcsolatot 1953. évi közleményemben a potenciálnak és deriváltjainak primitív függvényeire (határozatlan integráljaira) mutattam ki. A potenciált és a deriváltjait kifejező határozott integrálokra vonatkozóan a megfelelő

kapcsolatot O. RÖTHIG már 1860-ban megjelent közleményében tárgyalta. Az én eredményeim azonban előnyösebben alkalmazhatók, mert mindig közvetlenül megadják a potenciálnak illetve a potenciál első deriváltjainak primitív függvényeit, és ezekből a határozott integrálok a szokásos eljárással kiszámíthatók. RÖTHIG eredményei csak olyan határozott ingterálokra vonatkoznak, amelyekben az r távolság az integrációs változók négyzetösszegének négyzetgyökével egyenlő, és mindhárom változó szerint az integrálás alsó és felső határa csak előjelben különbözik egymástól. Ez azt jelenti, hogy a kezdőpontul választott vonzott pontnak a derékszögű hasáb geometriai középpontjában kell lennie. Ez azonban a tétel általános alkalmazhatóságának nem akadálya, mert – mint maga RÖTHIG kifejti – az általános helyzetű vonzott pontra vonatkozó határozott integrál 8 olyan derékszögű hasábra vonatkozó integrál összegének 8-adrészével egyenlő, amely hasáboknak az adott vonzott pont a geometriai középpontja.

RÖTHIG dolgozata a Journal für Mathematik LVIII. kötetében jelent meg (249–258 old.), de tárgyalása – csekély módosítással – megtalálható RAUSENBERGER Analytische Mechanik c. művében is (1888, I. köt., 253–256. old.)

RÖTHIG eredményei is, és az én eredményeim is, a derékszögű hasáb potenciáljának és e potenciál első deriváltjainak kiszámítását a potenciál könnyen meghatározható második deriváltjainak kiszámítására vezetik vissza. Én a második deriváltak kifejezéseit LANCASTER-JONES 1929. évi közleményéből vettem át, RÖTHIG maga határozta meg ezeket. Eredményei, a kezdőpont és a vonzott pont helyzetének általa történt felvételének figyelembevételével, megfelelnek LANCASTER-JONES képleteinek, a potenciál első deriváltjaira és a potenciálra kapott eredményei pedig, ugyanezek figyelembevételével, az én dolgozatom eredményeinek.

Én a derékszögű hasáb potenciálja harmadik deriváltjainak primitív függvényeire is érdekes kapcsolatokat állapítottam meg. RÖTHIG és RAUSENBERGER nem tárgyalja a harmadik deriváltak meghatározását.

III. A páratlan rendszámú deriváltak előjeléről

A derékszögű hasáb tömegvonzása potenciáljának, e potenciál első, második és harmadik deriváltjainak közvetlen integrálással történő meghatározását legteljesebben MADER tárgyalta 1951-ben megjelent munkájában. MADER eredményei teljesen megfelelnek az általam primitív függvények alakjában közölt eredményeknek, azzal az eltéréssel, hogy a logaritmikus tagokat az $\mathfrak{R} \mathfrak{C} \mathfrak{m}$ függvénnyel is kifejezi, és hogy az első és a harmadik deriváltakra közölt képletei az általam közölt képletekkel ellenkező előjelűek. Az előjelettérés eredete a következő:

Én, az eléggé elterjedt szokásnak megfelelően, a vonzott pont koordinátáit x, y, z -vel, a vonzó test pontjainak koordinátáit ξ, η, ζ -val jelölöm és e jelölésnek megfelelően a potenciál deriváltjait a vonzott pont x, y, z koordinátái szerint, a potenciált és deriváltjait kifejező határozott integrálokat pedig a vonzó test pontjainak ξ, η, ζ koordinátái szerint képezem. Egyszerűsítésül – ugyanúgy, mint MADER – a kezdőpontot én is az x, y, z vonzott pontba helyezem, de a vonzó test ξ, η, ζ pontjának erre a kezdőpontra vonatkozó re-

latív koordinátáit nem jelölhetem – úgy, mint MADER – x, y, z -vel, hanem LANCASTER-JONES nyomán a, b, c -val jelölöm:

$$\xi - x = a$$

$$\eta - y = b$$

$$\zeta - z = c$$

és e transzformáció után az integrálásokat ξ, η, ζ , helyett az a, b, c változók szerint képezem.

MADER – sajnálatosan – a vonzott pont koordinátáit (a potenciál deriváltjainak differenciálási változóit) is és a vonzó test pontjainak a vonzott pontra vonatkoztatott relatív koordinátáit (az integrálás változóit) is x, y, z -vel jelöli. Ez az integrálás eredményét nem befolyásolja, mert a határozott integrál értéke független attól, hogy az integrációs változót milyen betűvel jelöljük, de előjelhibát okoz akkor, amikor áttér a potenciál deriváltjainak meghatározására.

Ugyanis akkor, amikor MADER az integrál jele után x, y, z szerint differenciál, akkor az én jelölésem szerint voltaképpen az a, b, c szerinti deriváltakat képezi, márpedig az a, b, c változókat bevezető transzformáció képleteiből következik, hogy $\frac{1}{r}$ -nak x, y, z szerint képezett deriváltjai közül csak a páros

rendszámúak egyeznek meg az a, b, c szerint képezett deriváltakkal, a páratlan rendszámú deriváltak a megfelelő a, b, c változók szerinti deriváltak -1 -szeresei. Ez az oka annak, hogy MADER közleményében a potenciál páratlan rendszámú deriváltjai az általam (és mások által) közölt helyes eredményekkel ellenkező előjelűek.

IV. A második deriváltak primitív függvényeinek különböző alakjai

A derékszögű hasáb tömegvonzásának tárgyalását az utóbbi években az tette időszerűvé, hogy a nagyteljesítményű számológépek alkalmazásával lehetővé vált, hogy a gyakorlati gravitációs kutatások eredményeinek értelmezésére eddig alkalmazott úgynevezett „kétdimenziós” hatók helyett valóságos „háromdimenziós” hatókat vegyünk számításba. A legegyszerűbb ilyen háromdimenziós ható a függőlegesen álló derékszögű hasáb, és ennek legegyszerűbben mérhető hatása az a Δg -anomália, amelyet e hasáb tömegvonzása a földi nehézség erőterében létesít. Eredményeink egyike szerint e hatás $f\sigma$ -val osztott primitív függvénye:

$$\varphi_z = -(a\varphi_{zx} + b\varphi_{zy} + c\varphi_{zz})$$

és ebből a Δg -hatás értéke:

$$\Delta g = -f\sigma [a\varphi_{zx} + b\varphi_{zy} + c\varphi_{zz}]_{a_1 b_1 c_1}^{a_2 b_2 c_2}$$

Tehát e hatás kiszámításához a második deriváltak $\varphi_{zx}, \varphi_{zy}, \varphi_{zz}$ primitív függvényeinek kifejezéseire van szükségünk. A következőkben e primitív

függvényeknek MOLLWEIDE és BESSEL képleteiből kikövetkeztethető, továbbá LANCASTER-JONES és MADER képleteiben szereplő alakjait, valamint az ezekből adódó, illetve ezek nyomán megállapítható további kifejezéseit foglalom össze. Egyenlőségjel helyett ponttal ellátott egyenlőségjelet alkalmazok, annak kifejezésére, hogy e jel két oldalán álló kifejezések egymástól oly tagok összegevel különbözhetnek, amely tagok az a , b , c változók közül legalább az egyik-től függetlenek. Csak a Δg -hatás kiszámításához szükséges φ_{zx} , φ_{zy} , φ_{zz} primitív függvények kifejezéseit közlöm:

$$\begin{aligned}\varphi_{zx} &\doteq \ln(r+b) \\ &\doteq -\ln(r-b) \\ &\doteq \frac{1}{2} \ln \frac{r+b}{r-b} \\ &\doteq \ln \frac{r+b}{\sqrt{c^2+a^2}} \\ &\doteq \ln \frac{\sqrt{c^2+a^2}}{r-b} \\ &\doteq \operatorname{ar sh} \frac{b}{\sqrt{c^2+a^2}}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\varphi_{zy} &\doteq \ln(r+a) \\ &\doteq -\ln(r-a) \\ &\doteq \frac{1}{2} \ln \frac{r+a}{r-a} \\ &\doteq \ln \frac{r+a}{\sqrt{b^2+c^2}} \\ &\doteq \ln \frac{\sqrt{b^2+c^2}}{r-a} \\ &\doteq \operatorname{ar sh} \frac{a}{\sqrt{b^2+c^2}}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\varphi_{zz} &\doteq 2 \operatorname{arc tg} \frac{r+a+b}{c} && \doteq -2 \operatorname{arc tg} \frac{c}{r+a+b} \\ &\doteq 2 \operatorname{arc tg} \frac{r-a-b}{c} && \doteq -2 \operatorname{arc tg} \frac{c}{r-a-b}\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&\pm 2 \operatorname{arc} \sin \frac{r+a+b}{\sqrt{2(r+a)(r+b)}} && \pm -2 \operatorname{arc} \sin \frac{c}{\sqrt{2(r+a)(r+b)}} \\
&\pm 2 \operatorname{arc} \sin \frac{r-a-b}{\sqrt{2(r-a)(r-b)}} && \pm -2 \operatorname{arc} \sin \frac{c}{\sqrt{2(r-a)(r-b)}} \\
&\pm -2 \operatorname{arc} \cos \frac{r+a+b}{\sqrt{2(r+a)(r+b)}} && \pm 2 \operatorname{arc} \cos \frac{c}{\sqrt{2(r+a)(r+b)}} \\
&\pm -2 \operatorname{arc} \cos \frac{r-a-b}{\sqrt{2(r-a)(r-b)}} && \pm 2 \operatorname{arc} \cos \frac{c}{\sqrt{2(r-a)(r-b)}} \\
&\pm -\operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{ab}{cr} && \pm \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{cr}{ab} \\
&\pm -\operatorname{arc} \sin \frac{ab}{\sqrt{(c^2+a^2)(b^2+c^2)}} && \pm \operatorname{arc} \sin \frac{cr}{\sqrt{(c^2+a^2)(b^2+c^2)}} \\
&\pm -\operatorname{arc} \sin \frac{ab}{\sqrt{c^2r^2+a^2b^2}} && \pm \operatorname{arc} \sin \frac{cr}{\sqrt{c^2r^2+a^2b^2}} \\
&\pm -\operatorname{arc} \cos \frac{cr}{\sqrt{(c^2+a^2)(b^2+c^2)}} && \pm \operatorname{arc} \cos \frac{ab}{\sqrt{(c^2+a^2)(b^2+c^2)}} \\
&\pm -\operatorname{arc} \cos \frac{cr}{\sqrt{c^2r^2+a^2b^2}} && \pm \operatorname{arc} \cos \frac{ab}{\sqrt{c^2r^2+a^2b^2}}
\end{aligned}$$

Ezek alapján a derékszögű hasáb Δg -hatásának legegyszerűbb képlete:

$$\Delta g = -f\sigma \left[a \ln(r+b) + b \ln(r+a) + 2c \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{r+a+b}{c} \right]_{a_1b_1c_1}^{a_2b_2c_2}$$

A negatív előjel elkerülésére az alsó és felső határokat felcserélve és a határokat csupán az indexekkel jelölve:

$$\Delta g = f\sigma \left[a \ln(r+b) + b \ln(r+a) + 2c \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{r+a+b}{c} \right]_{222}^{111}$$

E képlet alapján – ZILAHY-SEBESS László programozása szerint – a derékszögű hasáb Δg hatásának kiszámítása igen kedvezően gépesíthető.

A függővonalelhajlás-komponensek kiszámításához még szükséges φ_{xx} , φ_{xy} , φ_{yy} primitív függvények kifejezéseit nem közlöm: ezek a φ_{zx} , φ_{zy} , φ_{zz} primitív függvények előbb közölt kifejezéseiből az a , b , c változók ciklikus felcserélésével kaphatók meg.

IRODALOM

- BESSEL, F. W., 1813. Auszug aus einem Schreiben des Herrn Prof. Bessel. Zach's Monatliche Correspondenz zur Beförderung der Erd- und Himmelskunde, Bd. XXVII.
- BESSEL, F. W., 1876. Abhandlungen von Fr. W. BESSEL. Bd. II.
- BREMAECKER, J. CL. DE, 1966. Discussion on „The gravitational attraction of a right rectangular prism” by DEZSŐ NAGY. – GEOPHYSICS, VOL. XXXI, No. 5.
- CORBATÓ, Ch. E., 1966. Discussion on „The gravitational attraction of a right rectangular prism” by DEZSŐ NAGY. – GEOPHYSICS, VOL. XXXI, No. 5.
- HAÁZ I. B., 1953. Kapcsolat a derékszögű hasáb tömegvonzásának potenciálja és e potenciál deriváltjai között. Geofizikai Közlemények, II. 7.
- LANCASTER-JONES, E., 1929. Computation of Eötvös Gravity Effects. Geophysical Prospecting. Amer. Inst. of Min. and Metallurg. Engineers, New York, N. Y.
- MADER, K., 1951. Das Newtonsche Raumpotential prismatischer Körper u. seine Ableitungen bis zur dritten Ordnung. Sonderheft 11 der Österreichischen Zeitschrift für Vermessungswesen.
- MOLLWEIDE, K. B., 1813. Auflösung einiger die Anziehung von Linien, Flächen und Körpern betreffenden Aufgaben unter denen auch die in der Monatl. Corresp. Bd. XXIV. S. 522. vorgelegte sich findet. Zach's Monatl. Corresp. Bd. XXVII.
- MONATL. CORRESP. 1811. Bd. XXIV. S. 522. (Aufgabe).
- NAGY, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, Vol. XXXI. No. 2.
- RAUSENBERGER, O., 1888. Lehrbuch der analytischen Mechanik, Bd. I.
- RÖTHIG, O., 1860. Das Potential eines homogenen rechtwinkligen Parallelepipeds. Journal für Mathematik, Bd. LVIII. Heft 3.
- ZILÁHI-SEBESS L., 1966. Háromdimenziós tömeg gravitációs hatásának kiszámítása az UMC-1 elektronikus számítógéppel. Geofizikai Közlemények XV. 1 – 4.

TARTALOM

Ünnepélyes megemlékezések Eötvös Loránd halálának 50. évfordulóján	3
<i>Haáz István</i> : Megemlékezés Eötvös Loránd geofizikai kutatásairól halálának ötvenedik évfordulója alkalmából	5
<i>Posgay Károly</i> – <i>Vincze János</i> – <i>Kaszás Miklós</i> – <i>Kengyel Miklós</i> : Variálható szeizmikus digitális feldolgozó egységek	17
<i>Veasaw, J. H.</i> – <i>Harris, R. A.</i> : Szeizmikus digitális műszerek	21
<i>Meissner, R.</i> : Az alkalmazott szeizmika újabb eljárásai	37
<i>Koch György</i> – <i>Kovács Béla</i> – <i>Polcz Iván</i> : A magyar frekvenciamodulációs szeizmikus műszer rendszertechnikai és módszertani kérdései	51
<i>Korvin Gábor</i> : Kisértetreflexiók eltávolítása és a „logikai dekonvolúció” elve	63
<i>Meskó Attila</i> – <i>Rádlér Béla</i> : A jel és koherens zaj NMO-jai eloszlásának szerepe többsatornás szeizmikus optimumszűrők tervezésében	69
<i>Márton Péter</i> – <i>M. Szalay Emő</i> : Die Möglichkeit einer geologischen Verwendung der paleomagnetischen Forschungen in Ungarn	79
<i>Bagi Róbert</i> – <i>Hoffer Egon</i> : Földmágneses és gravitációs értelmezési problémák a Nyírségben	85
<i>Nagy Zoltán</i> : A geoelektromos és szeizmikus reflexiók mérési adatok együttes elemzésének lehetőségei az északalföldi medenceterületen	91
<i>Haáz István</i> : Adalékok a derékszögű hasáb tömegvonzásának számításaihoz	103

CONTENTS

Commemorations at the 50 th anniversary of the death of Roland Eötvös	3
<i>I. Haáz</i> : Commemoration of the works of Roland Eötvös in geophysical research on the anniversary of his death	5
<i>K. Posgay</i> – <i>J. Vincze</i> – <i>M. Kaszás</i> – <i>M. Kengyel</i> : Variable seismic digital processing units	17
<i>J. H. Veasaw</i> – <i>R. A. Harris</i> : Seismic digital instruments	21
<i>R. Meissner</i> : Neue Verfahren der angewandten Seismik	37
<i>Gy. Koch</i> – <i>B. Kovács</i> – <i>I. Polcz</i> : System-technical and methodological problems of the Hungarian frequency-modulation seismic equipment	51
<i>G. Korvin</i> : Elimination of ghost reflections and the principle of logical dereverberation	63
<i>H. Meskó</i> – <i>B. Rádlér</i> : The role of the distribution of the NMO of the signal and of the coherent noise in the design of multichannel seismic optimum filters	69
<i>Márton P.</i> – <i>Szalay E.</i> : A hazai paleomágneses kutatások földtani alkalmazásai	79
<i>R. Bagi</i> – <i>E. Hoffer</i> : Geomagnetic and gravimetric interpretation problems in the Nyírség	85
<i>Z. Nagy</i> : The possibilities of a common analysis of geoelectric and seismic reflexion data in the basin area of the northern Hungarian Plain	91
<i>I. Haáz</i> : Contributions to the calculations of the gravitational attraction of a right rectangular prism	103

СОДЕРЖАНИЕ

Воспоминания о Л. Этвеше по случаю пятидесятилетия со дня его смерти	3
<i>И. Хаз:</i> Воспоминание о геофизических исследованиях Л. Этвеша по случаю пятидесятилетия со дня его смерти	5
<i>К. Пожгац – Я. Винце – М. Касаш – М. Кендьел:</i> Взаимозаменяемые устройства для цифровой обработки сейсмических данных	17
<i>Дж. Х. Висо – Р. А. Хэррис:</i> О цифровой сейсмической аппаратуре	21
<i>Р. Меиснер:</i> О новых методах прикладной сейсмологии	37
<i>Д. Кох – Б. Ковач – И. Польц:</i> Технические и методические вопросы, связанные с применением сейсмической аппаратуры с частотной модуляцией, выпускающейся в Венгрии	51
<i>Г. Корвин:</i> Подавление отражений-спутников и принцип „логической деконволюции”	63
<i>А. Мешко – Б. Радлер:</i> Роль распределения динамических поправок сигналов и когерентных шумов при разработке многоканальных оптимальных сейсмических фильтров	69
<i>П. Мартон – Э. Салаи:</i> О применении палеомагнитного метода для геологических целей	79
<i>Р. Баги – Э. Хоффер:</i> О проблемах интерпретации данных гравиметрических и магнитометрических съемок в СВ-Венгрии (район „Ниршег”)	85
<i>З. Надь:</i> Возможности комплексного анализа данных сейсморазведки и электро-разведки в бассейне северной части Венгерской низменности	91
<i>И. Хаз:</i> К вопросу о вычислении притяжения прямоугольной призмы	103